



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MECANISMO DE COLOCAÇÃO E AURÉOLA TERMAL
PROVOCADA PELO PLUTÃO EDIACARANO CATINGUEIRA,
ZONA TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE
DO BRASIL**

Autor:

José Alexandre Paixão da Cunha

Orientador:

Dr. Zorano Sérgio de Souza

Dissertação nº201/PPGG

Fevereiro de 2018, Natal/RN



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MECANISMO DE COLOCAÇÃO E AURÉOLA TERMAL
PROVOCADA PELO PLUTÃO EDIACARANO CATINGUEIRA,
ZONA TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE
DO BRASIL**

Autor:

José Alexandre Paixão da Cunha

Dissertação apresentada em 22 de Fevereiro de 2018, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, como requisito à obtenção do grau de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Dr. Zorano Sérgio de Souza (PPGG / DGeo / UFRN)

Dr. Jaziel Martins Sá (DGeo / UFRN)

Dr. Vladimir Cruz de Medeiros (CPRM)

Fevereiro de 2018, Natal/RN

À minha família,
amigos e mestres.

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN

Sistema de Bibliotecas - SISBI

Catálogo de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Cunha, José Alexandre Paixão da.

Mecanismo de colocação e auréola termal provocada pelo plutão ediacarano Catingueira, Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste do Brasil / José Alexandre Paixão da Cunha. - 2018.
71f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, RN, 2018.

Orientador: Zorano Sérgio de Souza.

1. Geodinâmica - Dissertação. 2. Granito Catingueira - Dissertação. 3. Ediacarano - Dissertação. 4. Metamorfismo de contato - Dissertação. 5. Zona transversal - Dissertação. 6. NE do Brasil - Dissertação. I. Souza, Zorano Sérgio de. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e Departamento de Geologia da UFRN, pela infraestrutura e suporte.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao orientador Zorano Sérgio de Souza pela confiança, dedicação, discussões, os ensinamentos e paciência durante este período de muito aprendizado.

Aos professores Frederico, Galindo, Moreira, Laécio, Jaziel, Heitor, Hilário, Marcos, Fernando Lins, pelos conhecimentos transmitidos em sala de aula e em campo.

Aos técnicos administrativos e de laboratório do Departamento de Geologia, em especial Francisco Canindé por sua imensa disposição em campo.

Aos amigos do Petrologym, Samir, Gian, Mateus, Allyson, Matchellon, Clarissa, Edson e Robson, pelos melhores seminários internos.

Por fim, mas não menos importantes, agradeço aos meus pais (Leandro e Joana), meus irmãos (André e Andreza) e minha noiva (Fabrynne), os responsáveis pelo amor, paciência, compreensão e estímulo.

Obrigado a todos!!!

RESUMO

O plutão Catingueira, localizado no estado da Paraíba, Domínio Zona Transversal (DZT), Província Borborema (PB), é um granito peralcalino clássico da região com idade U-Pb em zircão de 573 ± 14 Ma, intrusivo em metassedimentos da Formação Santana dos Garrotes (FSG), com área aflorante de aproximadamente 12 km^2 . Observações de campo, petrografia, química de rocha total e mineral e propriedades petrofísicas (condutividade térmica, calor específico, difusividade térmica e densidade) permitiram delimitar e caracterizar os efeitos termais provocados pelo granito Catingueira na FSG. A paragénese estaurolita±granada±cordierita, coexistência de clorita e muscovita, rara sillimanita e inexistência de migmatização sugerem metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura a distâncias $< 2,5 \text{ km}$ do contato. Isso indica uma faixa de temperatura de $520 - 640^\circ\text{C}$ e pressão $< 3 \text{ kbar}$ no contato do granito. A temperatura inicial do magma, calculada pelo geotermômetro do zircônio, foi calculada com o valor médio de $771 \pm 19^\circ\text{C}$. A temperatura assumida no momento da intrusão, estimada pela saturação em Ti das biotitas do micaxisto com estaurolita, mostra um valor médio de $538 \pm 50^\circ\text{C}$, ligeiramente maior do que a temperatura para a estabilização de estaurolita com $X_{\text{Mg}} \leq 0,2$, calculada para 520°C ($P < 3 \text{ kbar}$). Modelagens numéricas considerando duas formas geométricas (um cilindro vertical e um paralelepípedo horizontal) foram feitas para o gradiente geotérmico variando de 30°C/km a 70°C/km . O tempo calculado para atingir o equilíbrio térmico sob tais condições acima descritas, foram de 265, 314, 552, 831 e 936 mil anos. O gradiente que permitiu atingir o melhor ajuste para o modelo foi de 70°C/km , o que é coerente com a isógrada da estaurolita, resultando em um tempo de 936 mil anos. Os resultados aqui obtidos em termos de dimensão, forma, profundidade e associações metamórficas são comparáveis a exemplos de outros corpos plutônicos descritos na Faixa Seridó e em outros continentes.

Palavras-chaves: Granito Catingueira; Ediacarano; Metamorfismo de contato; Zona Transversal; NE do Brasil

ABSTRACT

The Catingueira pluton, located in the state of Paraíba, Domain Transversal Zone (DTZ), Borborema Province (PB), is a classic peralkaline granite in the region with an U-Pb zircon age of 573 ± 14 Ma, intrusive into metasediments of the Santana dos Garrotes Formation (FSG), and with an exposition of approximately 12 km^2 . Field observations, petrography, whole rock and mineral chemistries and petrophysical properties (thermal conductivity, specific heat, thermal diffusivity and density) permitted to delimit and characterize the thermal effects caused by the Catingueira granite over the FSG. The paragenesis staurolite \pm garnet \pm cordierite, coexistence of chlorite and muscovite, rare sillimanite and absence of migmatization indicate low pressure and high temperature metamorphism for distances <2.5 km from the contact. These features suggest a temperature range of $520\text{-}640^\circ\text{C}$ and pressure <3 kbar near the contact with the pluton. The initial temperature of the magma, calculated from whole rock zirconium geothermometer, indicates an average value of $771 \pm 19^\circ\text{C}$. The temperature assumed at the time of the intrusion, estimated from the Ti saturation of biotite of the staurolite bearing micaschist, shows an average value of $538 \pm 50^\circ\text{C}$, which is slightly higher than the temperature for staurolite stabilization with $X_{\text{Mg}} \leq 0.2$, calculated for 520°C ($P < 3$ kbar). Numerical modeling considering two geometric forms (a vertical cylinder and a horizontal parallelepiped) were produced for geothermal gradients ranging from 30°C/km to 70°C/km . The time calculated to reach the thermal equilibrium under such conditions were of 265, 314, 552, 831 and 936 thousand years. The gradient that allowed the best fit for the model was 70°C/km , which is consistent with the isograd of staurolite, resulting in a time of 936 thousand years. The results obtained here in terms of dimension, shape, depth, and metamorphic assemblages are comparable to other examples of plutonic bodies described in the Seridó Belt and in other continents.

Keywords: Catingueira granite; Ediacaran; Contact metamorphism; Transversal Zone; NE Brazil.

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
1. Introdução.....	1
1.1. Apresentação	1
1.2. Objetivos e Justificativas	1
1.3. Localização e vias de acesso	2
1.4. Metodologia	3
2. Geologia Regional.....	5
2.1. Província Borborema	5
2.2. Domínio Zona Transversal.....	5
2.2.1. Terreno Piancó-Alto Brígida	7
2.3. Magmatismo Ediacarano no Domínio Zona Transversal.....	8
3. Arcabouço geológico local.....	10
3.1. Formação Santana dos Garrotes	10
3.2. Suíte peralcalina supersaturada em sílica.....	12
3.3. Suíte Cálcio-alcálica (Tipo Conceição).....	13
3.4. Petrografia e Texturas.....	14
3.4.1. Granada-estaurolita-biotita xisto	15
3.4.2. Muscovita-biotita xisto.....	17
3.4.3. Sericita-clorita filito.....	18
3.4.4. Granito Catingueira e granitos satélites associados.....	19
3.4.5. Granodiorito Porfirítico.....	22
4. Artigo (submetido).....	25
4.1. INTRODUÇÃO	27
4.2. GEOLOGIA REGIONAL	27
4.3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	30
4.3.1. Petrografia e Texturas.....	33
4.3.2. Metamorfismo e deformação.....	36
4.4. QUÍMICA MINERAL DA ROCHA ENCAIXANTE.....	40
4.5. MODELO TERMAL DO PLUTÃO CATINGUEIRA	42
4.6. DISCUSSÕES.....	46
4.7. CONCLUSÕES.....	49
4.8. REFERÊNCIAS	50
5. Integração de Dados e Conclusões Finais.....	54
6. Referências	56

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa simplificado de localização geográfica do plutão Catingueira (delimitado pela linha tracejada).....	2
Figura 1.2. Organograma das etapas realizadas durante a pesquisa com as respectivas atividades desenvolvidas.	4
Figura 2.1. Compartimentação em domínios da Província Borborema (com o polígono que indica a localização da área de estudo), segundo Van Schmus <i>et al.</i> (2008) e Medeiros e Jardim de Sá (2009).	6
Figura 2.2. Divisão do Domínio Zona Transversal em terrenos segundo Van Schmus <i>et al.</i> (2011), com destaque para o Terreno Piancó-Alto Brígida, onde está localizado o granito Catingueira. DPS = Domínio Rio Piranhas-Seridó; DSJC = Domínio São José do Caiano; DZT = Domínio Zona Transversal; DPA = Domínio Pernambuco-Alagoas; DRP = Domínio Riacho do Pontal; TSJC = Terreno São José do Caiano; TPAB = Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP = Terreno Alto Pajeú; TAM = Terreno Alto Moxotó; TRC = Terreno Rio Capibaribe. Falhas e zonas de cisalhamento: ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de Cisalhamento Pernambuco. Cidades: JP = João Pessoa; Re = Recife. O retângulo vermelho indica a área estudada.....	7
Figura 3.1. Fotografias de afloramentos representativos da Formação Santana dos Garrotes. (a) Sericita-clorita filito com relictos do acamamento sedimentar (afloramento AP-90). (b) Desenvolvimento de porfiroblastos de estaurolita (Est) sem orientação preferencial (afloramento AP-87). (c) Porfiroblastos de granada (Gr) desenvolvido nas proximidades do plutão Catingueira (afloramento AP-87). (d) Metarriolito subconcordante (truncamento em baixo ângulo) com a foliação S_2 do xisto (afloramento AP-94).	12
Figura 3.2. Fotografias de afloramentos representativos da Suíte Plutônica Intrusiva. (a) Orientação dos minerais máficos e félsicos, feição resultante da colocação do granito (afloramento AP-66). (b) Acamamento ígneo em granito satélite do plutão Catingueira (afloramento AP-23). (c) <i>Sheets</i> graníticos no sericita-clorita filito (afloramento AP-04). (d) Orientação dos microautólitos de dioritos/quartzo dioritos no granodiorito devido a deformação do Lineamento Patos (afloramento AP-64).	14
Figura 3.3. Fotomicrografias das rocha encaixantes do granito Catingueira. (a) Porfiroblasto de estaurolita rotacionado pela xistosidade S_2 (amostra AP63). (b) Sillimanita (fibrolita) sobre as biotitas (amostra AP63). (c) Desenvolvimento de cordierita com inclusão de biotita, minerais opacos, quartzo (amostra AP63). (d)	

Granada cedo- ou pré-tectônica em relação à foliação externa S_2 (amostra 3.21A)..... 17

Figura 3.4. (a) Desenvolvimento de biotita fina sobre a muscovita e clorita (amostra 4.55). (b) Sericita-clorita filito com presença de minerais opacos e finas alternâncias de quartzo (amostra AP9A); a clorita dá a tonalidade esverdeada à rocha. 19

Figura 3.5. Diagramas modais $Q'(A+P)M$ e QAPF (Le Maître, 2002, Streckeisen, 1976) com as amostras do plutão Catingueira, corpos graníticos satélites e granodiorito. Q' = quartzo; M = somatório dos minerais máficos; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio. 20

Figura 3.6. (a) Cristais de aegirina-augita zonada com inclusões de zircão e apatita (amostra AP60D). (b) Desestabilização do piroxênio gerando o anfibólio riebeckita (amostra 1.2A). (c) Orientação da aegirina-augita representando a trama magmática (S_V) (amostra AP60D//). (d) Cristais de biotita com inclusão de zircão e titanita (amostra AP40). 22

Figura 3.7. (a) Pórfiros de K-feldspato com bordas recristalizados e intensamente alterados para mica branca fina do tipo sericita (Amostra AP64). (b) Orientação primária de anfibólio e biotita modificada por estrutura sigmoidal do tipo *mica fish*, que marcam a trama milonítica (amostra AP64). 24

Figura 4.1. Compartimentação em domínios da Província Borborema com o polígono que indica a localização da área, segundo a proposta de Van Schmus *et al.* (2008) e Medeiros e Jardim de Sá (2009). Figura compilada de Medeiros (2004)..... 28

Figura 4.2. Divisão do Domínio Zona Transversal em terrenos, segundo Van Schmus *et al.* (2011), com destaque para o Terreno Piancó-Alto Brígida onde está localizado o granito Catingueira. O polígono em vermelho indica a área de trabalho. Figura modificada de Van Schmus *et al.* (2011). DPS = Domínio Rio Piranhas-Seridó; DSJC = Domínio São José do Caiano; DZT = Domínio Zona Transversal; DPA = Domínio Pernambuco-Alagoas; DRP = Domínio Riacho do Pontal; TSJC = Terreno São José do Caiano; TPAB = Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP = Terreno Alto Pajeú; TAM = Terreno Alto Moxotó; TRC = Terreno Rio Capibaribe. Falhas e zonas de cisalhamento: ZCPa = Zona de cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de cisalhamento Pernambuco. Cidades: JP = João Pessoa; Re = Recife. 30

Figura 4.3. Mapa geológico simplificado da área de estudo com destaque para o granito Catingueira, isógrada da estauroлита e auréola térmica na rocha encaixante..... 31

Figura 4.4. Feições observadas em campo do granito catingueira e a sua encaixante. (a) Sericita-clorita filito, cor verde, com desenvolvimento de alternância (laminação) composicional paralela a estrutura de baixo ângulo S_1 (extremo sul do granito Catingueira); (b) Granada-estaurolita-biotita xisto com destaque para porfiroblastos milimétricos de estaurolita (SW do granito Catingueira); (c) Metarriolito truncando em baixo ângulo a estrutura $S_0//S_1$ de micaxisto (região sul do granito Catingueira); em realce estão pórfiros de sanidina; (d) Feição clássica do granito Catingueira, com desenvolvimento de uma trama magmática de corrente do alojamento marcada por orientação de minerais máficos (borda oeste do granito Catingueira). 33

Figura 4.5. Diagrama QAPF modal (Streckeisen, 1976) para granito Catingueira e demais rochas plutônicas associadas e litotipos associados. 34

Figura 4.6. Fotomicrografias representativas do granito Catingueira e encaixante metassedimentar. (a) Granada cedo- ou pré-tectônica em relação à foliação externa S_2 , região sul do granito Catingueira. (b) Porfiroblasto de estaurolita sintectônica ao evento M_2 , rotacionada pela xistosidade S_2 . (c) desenvolvimento de cordierita e sillimanita (fibrolita), contato oeste do granito. (d) Sillimanita (fibrolita) com crescimento sobre a biotita. (e) Orientação da aegirina-augita (Aeg-au) marcando a trama magmática superimposta por deformação milonítica, borda oeste do granito Catingueira. (f) Textura de exsolução pertítica em K-feldspato, borda leste do granito Catingueira. 36

Figura 4.7. Diagrama pressão vs temperatura com *grids* petrogenéticos para rochas pelíticas, com indicação dos eventos metamórficos, geotermas, posição aproximada assumida para o granito Catingueira e trajetória de evolução metamórfica das rochas metassedimentares encaixantes do granito Catingueira. Figura modificada de Yardley (1989). Pontos triplos de aluminossilicatos: (1) Holdaway (1971), (2) Richardson (1968). Abreviações usadas: Ab = albita; Alm = almandina; Als = Al-silicato; And = andaluzita; Bio = biotita; Cia = cianita; Clo = clorita; Cord = cordierita; Est = estaurolita; Grd = granada; Ilm = ilmenita; Kf = K-feldspato; Ms = muscovita; Pi = piropo; Qz = quartzo; Rt = rutilo; Sil = sillimanita. 37

Figura 4.8. Diagrama AFM com os minerais e reações envolvidas no metamorfismo durante a intrusão do granito Catingueira. 40

Figura 4.9. Bloco diagrama esquemático do mecanismo de colocação do plutão Catingueira. 40

Figura 4.10. a) Modelo termal do plutão Catingueira com as isotermas de 500, 550, 600°C no entorno do corpo, local de ocorrência do mineral índice delimitado pela isógrada da estaurolita; b) gráfico com a distância de influência do granito Catingueira nos metassedimentos simulado para os gradientes geotérmicos de 30, 40 e 50°C/km; c) simulação da distância de influência do calor do granito

peralcalino para os gradientes geotérmicos de 60 e 70°C/km; d) resultados das simulações com o uso do geotermômetro de Gervasoni *et al.* (20016) para os gradientes de 30, 40 e 50°C/km; e) distância do desenvolvimento da isoterma de 500°C para os gradiente de 60 e 70°C/km e T=660°C..... 45

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1. Classificação litogeoquímica das super-suítes e suítes do Domínio Zona Transversal de Santos e Medeiros (1999). TAM - Terreno Alto Moxotó; TAP - Terreno Alto Pajeú; TPB - Terreno Piancó-Alto Brígida; TRC - Terreno Rio Capibaribe..... 8

Tabela 3.1: Variação mineralógica e textural da Formação Santana dos Garrotes em direção ao plutão Catingueira..... 11

Tabela 4.1. Análises representativas de biotitas e estaurolitas do granada-estaurolita-biotita xisto..... 42

Tabela 4.2. Parâmetros matemáticos usados no modelamento termal..... 43

Tabela 4.3. Parâmetros petrofísicos usados para elaboração do modelo termal. 44

Tabela 4.4. Exemplos na América do Sul de corpos intrusivos que desenvolveram auréola térmica com suas respectivas propriedades. 48

1. Introdução

1.1. Apresentação

O magmatismo peralcalino exemplificado pelo plutão Catingueira, por vezes aqui mencionado granito Catingueira, foi selecionado para estudo da auréola térmica, mapeamento geológico de detalhe, caracterização da química de rocha total e mineral da rocha encaixante e elaboração do modelo termal do granito. Os resultados deste trabalho estão sumarizados ao longo de 5 capítulos desta Dissertação, que é um dos requisitos para adquirir o título de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN). O trabalho desenvolvido está inserido na linha de pesquisa “Evolução Litosférica e Processos Geodinâmicos”, com apoio do PPGG, Departamento de Geologia UFRN, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (bolsa de mestrado) e orientador desta dissertação (projeto de auxílio à pesquisa do CNPq número 449616/2014-2).

1.2. Objetivos e Justificativas

No início do século XX, pesquisadores já tentavam modelar auréolas termais através de soluções analíticas com equações envolvendo transferência de calor por condução térmica deduzidas por Ingersoll e Zobel (1913). Posteriormente, este trabalho foi discutido por Lovering (1935, 1955), que considerou intrusões com formas geométricas simples tais como cilindro, paralelepípedo e esfera.

A abordagem matemática utilizada por Jaeger (1964, 1968) ainda fornece a base para estudos modernos sobre modelos térmicos, uma vez que tem mostrado resultados satisfatórios. Com cálculos feitos para geometrias simples, utilização da difusividade térmica e modelo 1D, as deduções matemáticas de Jaeger (1964, 1968) ainda são utilizadas no modelamento de auréolas termais provocadas por corpos ígneos.

A presente dissertação tem como objetivo principal compreender a influência e extensão do efeito termal do plutão Catingueira sobre as rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes. Trabalhos sobre o granito têm abordado a petrografia, litoquímica e dados de campo (Almeida *et al.*, 1967; Sial, 1986, 1987; Galindo e Sá, 2000). No entanto, os trabalhos até então estudados nesta região não

têm considerado os aspectos petrofísicos das rochas encaixantes para delimitar o efeito térmico do plutão.

1.3. Localização e vias de acesso

O plutão Catingueira está localizado na cidade homônima, a oeste da cidade de Patos (Paraíba), tendo a rodovia BR-361 como principal via de acesso. O local de estudo abrange uma área de aproximadamente 278 km², sendo limitada pelas coordenadas geográficas (*datum* Sirgas 2000, zona 24S) 37°38'22,5" e 37°27'3,2" de longitude oeste e 7°11'32,3" e 7°4'16,3" de latitude sul. No sistema de coordenadas UTM, a área é delimitada pelos meridianos 9218112,8m N e 9218094,7m N e paralelos 650227,1m E e 671011,6m E (Figura 1.1).

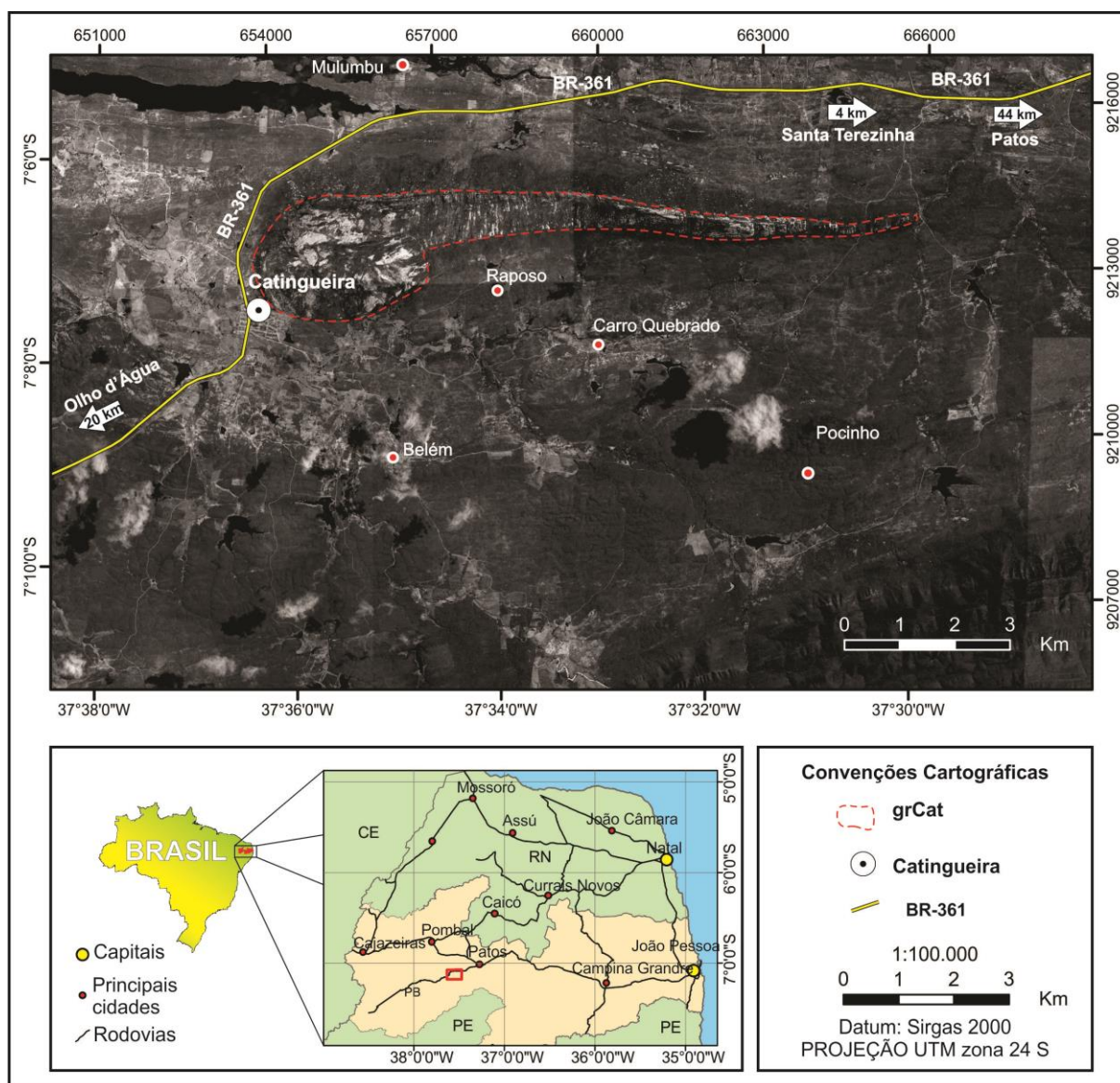


Figura 1.1. Mapa simplificado de localização geográfica do plutão Catingueira (delimitado pela linha tracejada em vermelho).

1.4. Metodologia

A abordagem metodológica utilizada neste trabalho (Figura 1.2) envolveu coleta de campo e preparação de amostras para litoquímica e química mineral, além de confecção de blocos de rochas para obtenção de parâmetros petrofísicos. O uso de *software Heat3D*, desenvolvido e usado por Wohletz *et al.* (1999), foi empregado para simulações a partir de cálculos de condutividade térmica.

A fase inicial do trabalho envolveu compilação e revisão bibliográfica sobre trabalhos existentes acerca do granito Catingueira e unidades encaixantes, além de trabalhos que modelam auréolas termais matematicamente. Análise e interpretação de lineamentos estruturais da área estudada foram realizadas nesta etapa, fazendo uso de fotografias aéreas, imagens orbitais (Landsat-8; CNES; SRTM) e de dados pré-existent (Fernandes, 1995) do granito para elaboração de mapas pré-campo (mapas foto interpretados com lineamentos, rochas e contatos).

Em duas etapas de campo, foram coletados dados estruturais e amostras representativas de afloramentos da Formação Santana dos Garrotes e do granito Catingueira. As informações de campo permitiram a confecção de um mapa geológico na escala 1:35.000, contendo informações sobre influência térmica, litoestratigrafia e eventos tectono-metamórficos.

Na etapa de preparação de amostras, foram confeccionadas lâminas delgadas representativas das unidades mapeadas, seções para microsonda eletrônica, fragmentação e/ou pulverização para análise geoquímica de rocha total, confecção de cubos de rochas (equigranular) com dimensões 3x3x3 cm para a obtenção da densidade pelo método de Arquimedes, blocos de rochas para aquisição de parâmetros petrofísicos por meio do equipamento *QuickLine 30S*. A integração de todos os dados permitiu elaborar o modelo termal do plutão Catingueira.

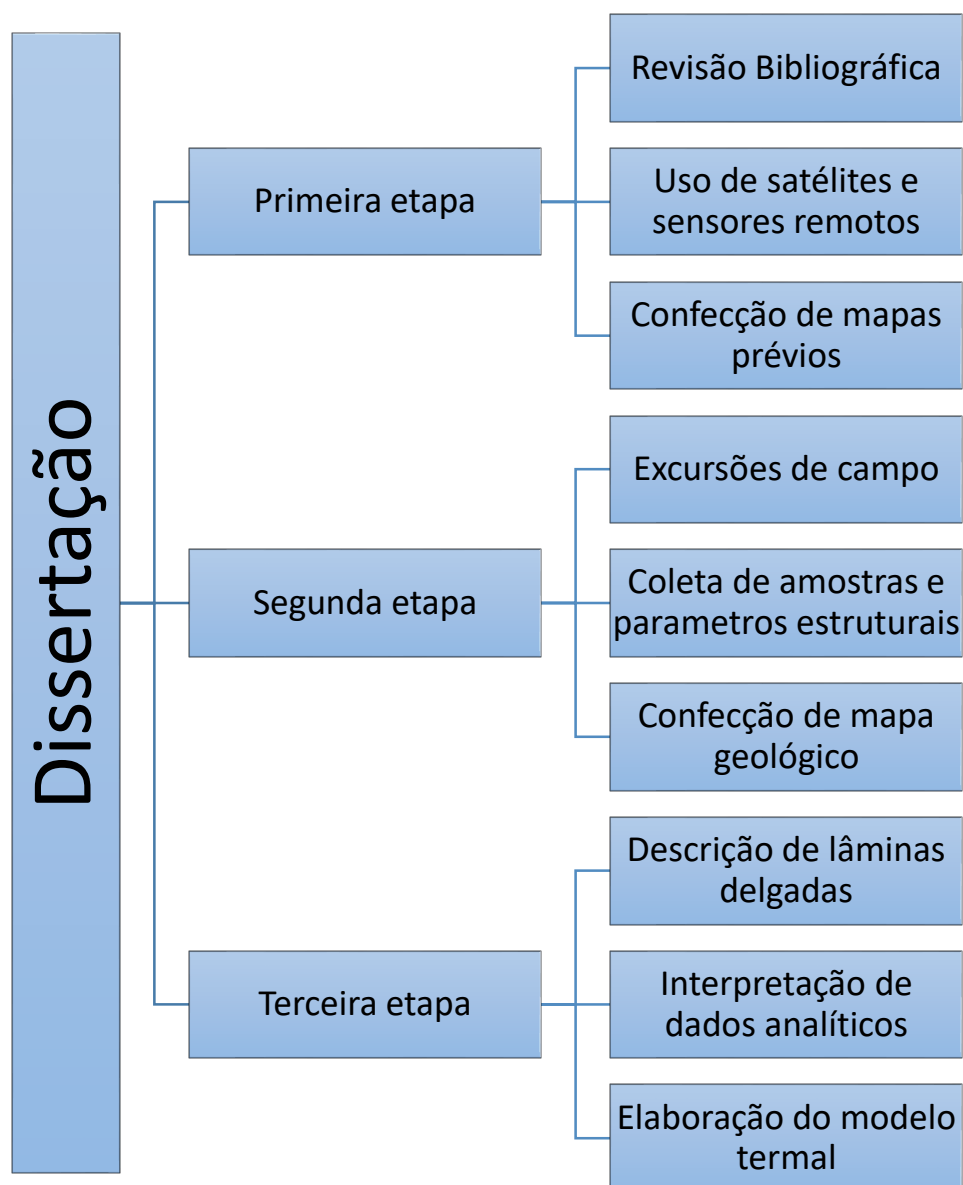


Figura 1.2. Organograma das etapas realizadas durante a pesquisa com as respectivas atividades desenvolvidas.

2. Geologia Regional

Este capítulo contextualiza o Terreno Piancó-Alto Brígida, no qual se encontra inserido o plutão Catingueira, com ênfase nas rochas metassedimentares encaixantes do corpo ígneo.

2.1. Província Borborema

A área estudada está localizada na região nordeste do Brasil, no contexto geológico da Província Borborema (PB), originalmente definido por Almeida *et al.* (1981). A PB é composta por um embasamento arqueano a paleoproterozóico, rochas metassupracrustais e diversos corpos plutônicos intrusivos durante o neoproterozoico. Esta província é caracterizada como uma unidade geotectônica derivada do evento importante no ciclo Brasileiro/Panafricano (700 a 450 Ma), desenvolvendo extensas zonas de cisalhamentos dúctil que em parte controlam o alojamento de plutões neoproterozoicos (Jardim de Sá, 1994) (Figura 2.1).

A compartimentação da PB tem sido discutida ao longo dos anos, as propostas pioneiras de Brito Neves (1975), Almeida *et al.* (1976) e Santos e Brito Neves (1984), segmentaram a província em rochas supracrustais (rochas metassedimentares e metavulcânicas) e maciços medianos (embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana a paleoproterozóica). De acordo com conceitos de terrenos ou domínios tectonoestratigráficos, outros trabalhos compartimentaram a PB em domínios, faixas e terrenos (Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996; Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2000). A integração de modelos de compartimentação da PB descritos na literatura (domínios, blocos, faixas, terrenos), permitiram Delgado *et al.* (2003) propor segmentar a província em subprovíncias, sendo elas: Setentrional, Zona Central e Meridional. A compartimentação em domínios com base em dados estruturais, geocronológicos e isótopos de Sr e Nd atualmente reconhecidos na PB são: Domínio Médio Coreaú, Ceará Central, Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó, São José do Campestre, Zona Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas e Sergipano (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et al.*, 2000; Medeiros, 2004; Van Schmus *et al.*, 1995, 2003, 2008, 2011; Santos, 1996; Santos *et al.*, 2000, 2010).

2.2. Domínio Zona Transversal

Na região central da Província Borborema, situa-se o Domínio Zona Transversal (DZT), originalmente definido por Ebert (1962), é limitado pelos

lineamentos Pernambuco a sul e Patos a norte. As zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco formam um grande bloco que rotaciona no sentido horário e forma outras zonas de cisalhamento dentro do DZT. Estes lineamentos atuam em sua grande parte como limites de terrenos dentro do próprio domínio, bem como controlam o posicionamento dos corpos intrusivos (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et al.*, 2003).

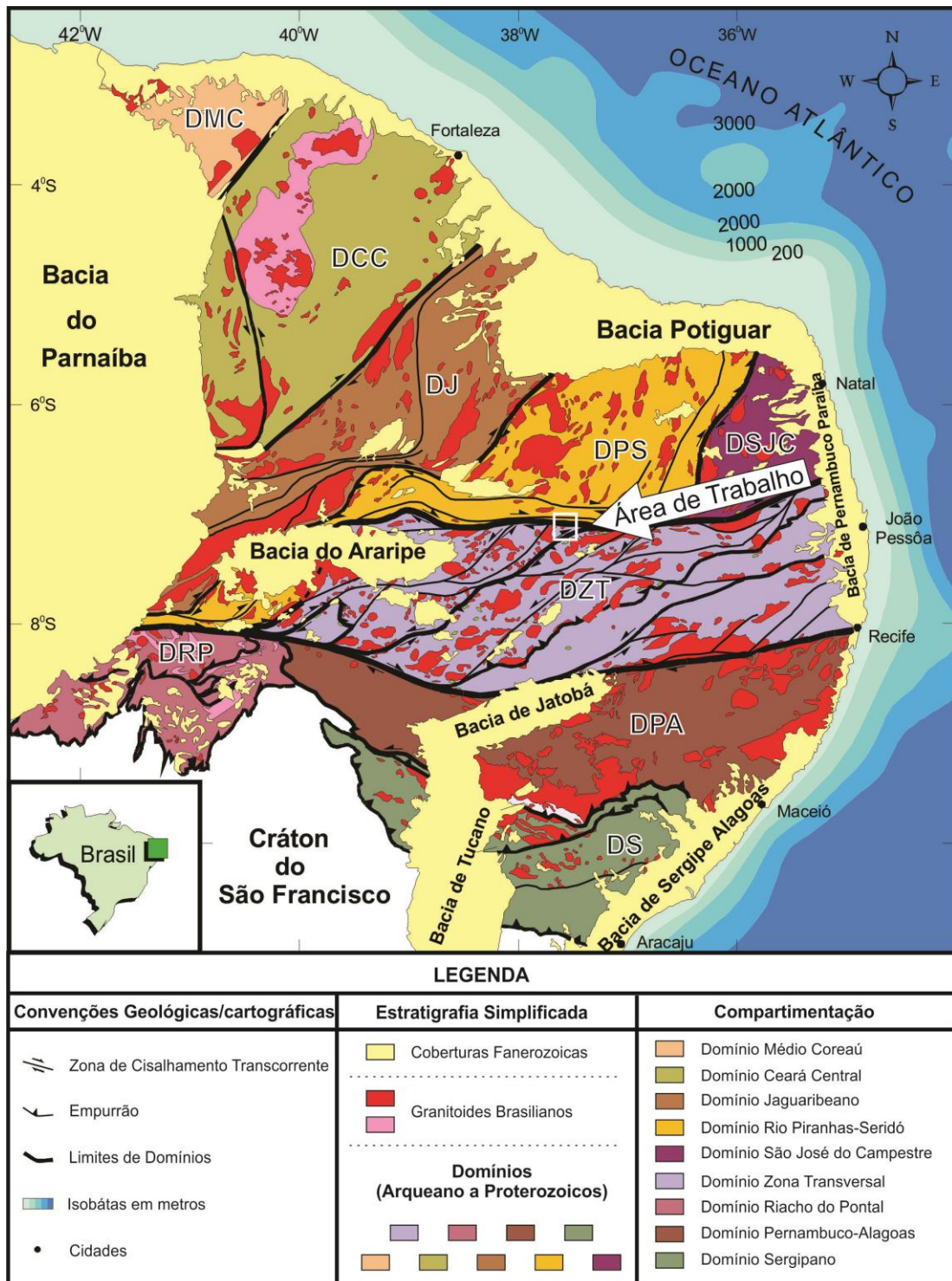


Figura 2.1. Compartimentação em domínios da Província Borborema (com o polígono que indica a localização da área de estudo). Figura compilada de Medeiros (2004).

O Domínio Zona Transversal (DZT) ao longo dos anos teve diversos trabalhos desenvolvidos visando compreender sua evolução. Estudos com base geocronológicas U-Pb e Sm-Nd subdividiram o DZT em cinco terrenos tectono-estratigráficos distintos e subparalelos, sendo chamados de oeste para leste, São José do Caiano, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Figura 2.2) (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Medeiros, 2004; Santos *et al.*, 2010; Van Schmus *et al.*, 2011). Os terrenos São José do Caiano e Rio Capibaribe são tratados por Van Schmus *et al.* (2011) como incertos se realmente fazem parte do domínio pelo fato de não haver dados suficientes para esta afirmação. Todavia, neste trabalho iremos considerá-los como parte do DZT.

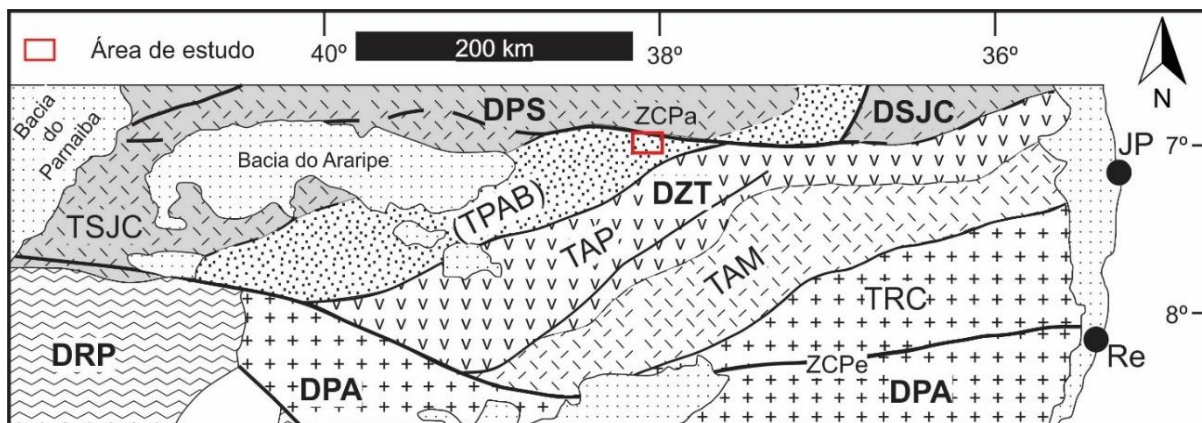


Figura 2.2. Divisão do Domínio Zona Transversal em terrenos segundo Van Schmus *et al.* (2011), com destaque para o Terreno Piancó-Alto Brígida, onde está localizado o granito Catingueira. DPS = Domínio Rio Piranhas-Seridó; DSJC = Domínio São José do Caiano; DZT = Domínio Zona Transversal; DPA = Domínio Pernambuco-Alagoas; DRP = Domínio Riacho do Pontal; TSJC = Terreno São José do Caiano; TPAB = Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP = Terreno Alto Pajeú; TAM = Terreno Alto Moxotó; TRC = Terreno Rio Capibaribe. Falhas e zonas de cisalhamento: ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de Cisalhamento Pernambuco. Cidades: JP = João Pessoa; Re = Recife. O retângulo vermelho indica a área estudada.

2.2.1. Terreno Piancó-Alto Brígida

O Terreno Piancó-Alto Brígida, reconhecido por Santos (1995), está localizado entre os terrenos São José do Caiano e Alto Pajeú (Figura 2.2). É composto por rochas metassedimentares, metavulcânicas e por rochas plutônicas neoproterozoicas. Santos *et al.* (2010) consideram que o seu desenvolvimento se deu através de uma colagem de terrenos durante as orogenias Cariris Velhos (1,1 – 0,95 Ga) e Brasiliano (0,75 – 0,55 Ga). O terreno em foco abrange as formações Santana dos Garrotes e Serra do Olho d'Água que estão inseridas no Grupo Cachoeirinha, inicialmente designado por Barbosa (1970).

Segundo Silva Filho (1984) e Silva Filho *et al.* (1985) o Grupo Cachoeirinha é composto, principalmente, por metarritmitos de composição pelítica e psamítica, com metagrauvacas e/ou metarenitos líticos, formações ferríferas, metaconglomerados e rochas metavulcânicas básicas a ácidas, além de intrusões graníticas neoproterozoicas. Posteriormente, Bittar (1998) redefiniu a unidade como Complexo Cachoeirinha, no entanto, neste trabalho manteve-se a denominação original de grupo.

Dentro deste contexto, o plutão Catingueira está inserido geologicamente a norte do Terreno Piancó-Alto Brígida, especificamente intrudindo as rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes como pode ser visto no mapa no anexo I. Apresenta forma alongada na direção E-W, configurando uma geometria *en cornue* (Silva Filho *et al.*, 1985; Jardim de Sá, 1994; Fernandes, 1995; Galindo e Sá, 2000), concordante com a foliação monolítica da Zona de Cisalhamento Patos e com *sheets* graníticos intercalados nas rochas encaixantes.

2.3. Magmatismo Ediacarano no Domínio Zona Transversal

A Tabela 2.1 mostra a variedade de suítes magmáticas nos diversos terrenos da Zona Transversal, conforme compilação de Santos e Medeiros (1999).

Tabela 2.1. Classificação litogeoquímica das super-suítes e suítes do Domínio Zona Transversal de Santos e Medeiros (1999). TAM - Terreno Alto Moxotó; TAP - Terreno Alto Pajeú; TPB - Terreno Piancó-Alto Brígida; TRC - Terreno Rio Capibaribe.

IDADE/CICLO	SUPER-SUÍTES	SUÍTES	EXEMPLOS	TERRENOS
NEOPROTEROZOICO (Brasiliano)	Cálcio-alcálico	Cálcio-alcálico de alto K	Itaporanga, Lagoinha	TPB, TAP, TRC
		Cálcio-alcálico	Conceição, Emas	TPB
		Afinidade trondhjêmica	Serrita, Salgueiro	TPB, TAP
		Peralcalino supersaturado em sílica	Catingueira, Moderna	TPB, TRC
	Ultrapotássico/Shoshonítico	Peralcalino saturado em sílica	Triunfo, Terra Nova	TPB, TAP
		Shoshonítico	Texeira, Toritama	TPB, TAP
		Pós-orogênico/Tipo-A	Prata e São João	TAP

Na clássica divisão dos granitoides da PB, Almeida *et al.* (1967) levaram em consideração o posicionamento tectônico dos mesmos com respeito ao Ciclo

Brasilião, classificando-os em granitoides sintectônicos (subdivididos nos tipos Conceição e Itaporanga) e granitoides tardi-orogênicos (subdivididos nos tipos Catingueira e Itapetim). Posteriormente, uma classificação com base em dados geoquímicos foi proposta por Sial (1986,1987) que sugeriu os grupos cálcio-alcalino, cálcio-alcalino potássico, peralcalino e thondhemítico. Santos e Medeiros (1999), com base em dados litogeoquímicos, agruparam os granitoides do DZT em 4 supersuites de acordo com o evento/ciclo, sendo dois desses supergrupos do neoproterozoico, as supersuites cálcio-alcalina e ultrapotássica/shoshonítica (Tabela 2.1). A Suíte Peralcalina supersaturada em sílica ocorre nos terrenos Rio Capibaribe e Piancó Alto-Brígida, no qual está inserido o plutão Catingueira.

3. Arcabouço geológico local

Este capítulo tem por finalidade apresentar as relações de campo do plutão Catingueira, as rochas encaixantes e os corpos magmáticos satélites, com destaque para o empilhamento estratigráfico, mapeamento de detalhe da área (1:35.000), petrografia e texturas. As informações acerca de parâmetros estruturais (relatado como feições planares, lineares e critérios cinemáticos) e texturas/estruturas de afloramentos (Anexo II) auxiliam no entendimento do mecanismo de colocação, bem como no desenvolvimento da auréola termal formada no entorno do plutão Catingueira. A descrição das unidades a seguir é feita da base para o topo de acordo com a litoestratigrafia mostrada no Anexo I.

3.1. Formação Santana dos Garrotes

Esta formação compreende às rochas metassedimentares encaixantes e intercalações de metavulcânicas ácidas. No contexto regional, estão inseridas no Terreno Piancó-Alto Brígida, como parte do Grupo Cachoeirinha a sul da Zona de Cisalhamento Patos. As formações Serra do Olho d'Água e Santana dos Garrotes compõem o Grupo Cachoeirinha, situado entre as zonas de cisalhamento Patos e Serra do Caboclo (Barbosa, 1970; Silva Filho, 1984; Silva Filho *et al.*, 1985). A Formação Santana dos Garrotes engloba toda a área de estudo, onde há predominância do filito.


Sericita-clorita filito cinza-esverdeados predomina na Formação Santana dos Garrotes. Contêm, ainda, intercalação de *sheets* graníticos correlatos textural e petrograficamente ao magmatismo Catingueira, soleiras de metavulcânicas ácidas, além do plutão Catingueira e granitos satélites (Silva Filho *et al.*, 1985; Fernandes, 1995; Galindo e Sá, 2000). Esta formação também comporta muscovita-biotita xisto e granada-estaurolita-biotita xisto, aproximando-se do contato com o corpo Catingueira.

O sericita-clorita filito é esverdeado a marrom claro, com textura fina, às vezes com magnetita associada. Esta rocha apresenta laminações de espessura milimétrica com alternâncias ricas ora em quartzo ora em sericita+clorita (Figura 3.1a), provavelmente refletindo o acamamento sedimentar (pelito vs siltito / arenito). Esta litologia não foi afetado pelo efeito térmico do corpo Catingueira.

Muscovita-biotita xisto ocorrem na área de grau metamórfico mais elevado, a norte do filito não afetados pelo granito Catingueira. Como característica distintiva,

apresentam cor marrom clara, com biotita fina, xistosidade bem desenvolvida e com poucos minerais opacos em relação ao filito. Observam-se laminações ricas em quartzo e outras com mais micas e progressivo aumento no tamanho das biotitas na direção do plutão Catingueira (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Variação mineralógica e textural da Formação Santana dos Garrotes em direção ao plutão Catingueira.

Formação Santana dos Garrotes	<div style="text-align: center;"> Aumento do grau metamórfico  Aumento na granulacão </div>							
	Rochas/Minerais	sericita	clorita	muscovita	biotita	cordierita	granada	estaurolita
	sericita-clorita filito	x	x	X				
	muscovita-biotita xisto		x	X	x			
	granada-estaurolita-xisto		x	X	x	x	x	x

Granada-estaurolita-biotita xisto ocorrem na região de contato do plutão Catingueira, destacando-se porfiroblastos submilimétricos a centimétricos de granada e de estaurolita, usualmente sem orientação preferencial (Figuras 3.1b, c). A biotita se destaca pelo seu tamanho (atinge 2 mm) e às vezes está associada com a muscovita. Na região norte do plutão, algumas granadas e estaurolitas estão estiradas pela deformação milonítica a norte do granito, em decorrência da ação da zona de cisalhamento. Cordierita e mais raramente a sillimanita também são encontrados. Destaca-se que os porfiroblastos de cordierita mais sillimanita ocorrem apenas no contato, evidenciando um aumento na temperatura em direção ao granito Catingueira.

Intercaladas as rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes, observam-se soleiras de metarriolito cinza a branco, as vezes cortando em baixo ângulo a foliação principal, em alguns locais com contatos interdigitados, com destaque para fenocristais milimétricos de quartzo azulado e sanidina (Figura 3.1d). A idade U-Pb em zircão de 638 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2017) em um metarriolito a sul de Catingueira permite deduzir a idade mínima da sedimentação daquela formação.

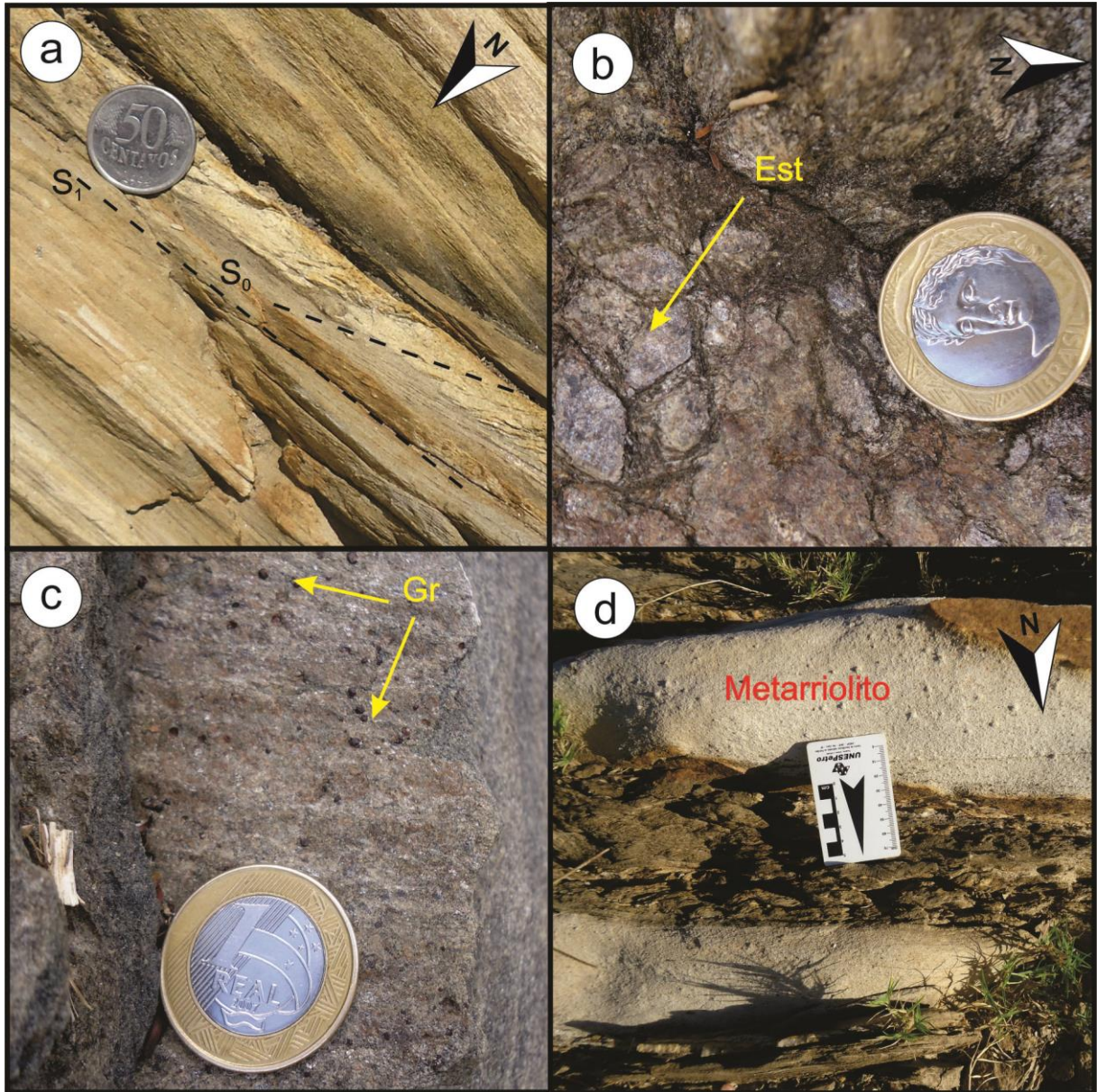


Figura 3.1. Fotografias de afloramentos representativos da Formação Santana dos Garrotes. (a) Sericita-clorita filito com relictos do acamamento sedimentar (afloramento AP-90). (b) Desenvolvimento de porfiroblastos de estaurolita (Est) sem orientação preferencial (afloramento AP-87). (c) Porfiroblastos de granada (Gr) desenvolvido nas proximidades do plutão Catingueira (afloramento AP-87). (d) Metarriolito subconcordante (truncamento em baixo ângulo) com a foliação S₀/S₁ do xisto (afloramento AP-94).

3.2. Suíte peralcalina supersaturada em sílica

Esta suíte é representada por álcali-feldspato granitos, sieno e monzogranitos, associados ao magmatismo Catingueira. Eles intrudem as rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes, com o plutão peralcalino gerando uma auréola térmica. Em toda a região, *sheets* graníticos são observados às vezes cortando em baixo ângulo as rochas metassedimentares.

O granito Catingueira se destaca por apresentar um formato reportado na literatura como *en cornue*, alongado na direção E-W, com comprimento de aproximadamente 12 km. Observa-se a ocorrência de corpos graníticos satélites que são associados ao magmatismo Catingueira por apresentar clinopiroxênio aegirina-augita, principal mineral máfico do plutão Catingueira.

O granito Catingueira e seus corpos satélites são granitos hololeucocráticos, com textura predominante equigranular média e uma trama magmática (orientação de feldspatos e máficos) concordante com os contatos do plutão com a rocha encaixante (Figura 3.2a). A lineação magmática na região leste do granito tem caimento próximo de 10° para leste, indicando que a colocação do granito ocorreu de forma sub-horizontal. Esta trama magmática também é visível nos corpos satélites (Figura 3.2b).

A verticalização da xistosidade S_0/S_1 foi provocada pela zona de cisalhamento Patos e com contribuição do plutão Catingueira nas rochas metassedimentares, visto no Anexo I. Nas regiões mais distais na direção sul do granito, com predominância do filito, a xistosidade principal (S_1) das rochas metassedimentares possui mergulho moderado com direção da foliação SW-NE. Na porção intermediária onde predominam biotita xistos, nota-se um mergulho mais forte para SE. No entorno do granito Catingueira, onde predomina o granada-estaurolita-biotita xisto, a xistosidade é subvertical, fato ilustrado e verificado no perfil geológico do Anexo I.

Os *sheets* graníticos (Figura 3.2c) apresentam textura grossa ou pegmatítica, coloração cinza claro, tendo alguns locais a ocorrência de turmalina. Mostram relações de contato subconcordantes com a estrutura tectônica S_1 da rocha metassedimentar.

3.3. Suíte Cálcio-alcalina (Tipo Conceição)

Na região NW da área observa-se granodioritos que são atribuídos a Suíte cálcio-alcalina (Tipo Conceição). Os granodioritos ocorrem como corpos alongados na porção noroeste da área mapeada (Anexo I). Apresentam como características macroscópicas distintivas uma coloração cinza a cinza escura, em algumas porções exibe pórfiros de K-feldspato com um aspecto *augen* por estarem afetados pela Zona de Cisalhamento Patos. Em outros locais, constituem microautólitos de dioritos e

quartzo dioritos alinhados e estirados pelo evento tectônico da zona de cisalhamento (Figura 3.2a).

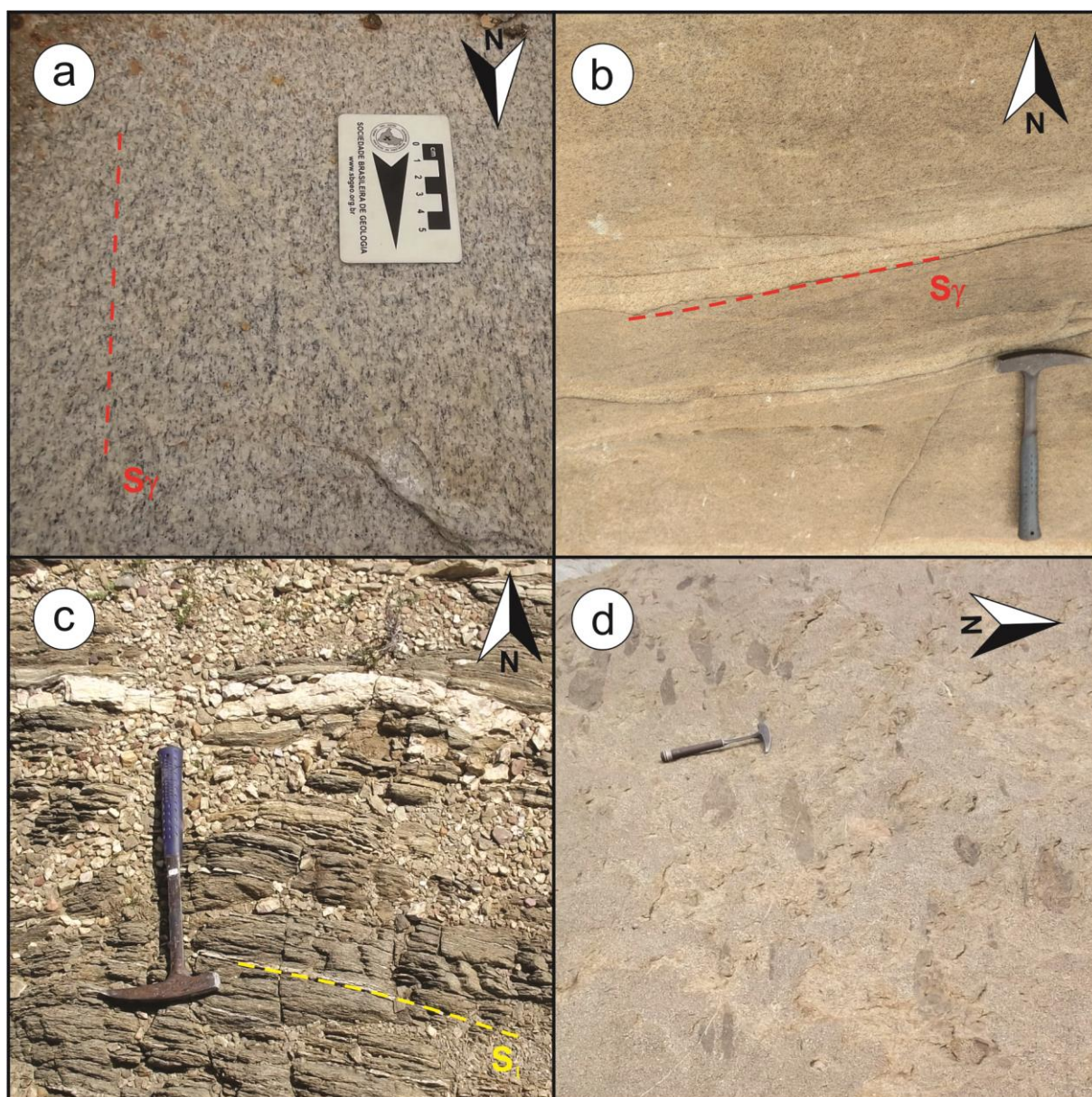


Figura 3.2. Fotografias de afloramentos representativos dos corpos intrusivos. (a) Orientação dos minerais máficos e félsicos, feição resultante da colocação do granito (afloramento AP-66). (b) Acamamento ígneo em granito satélite do plutão Catingueira (afloramento AP-23). (c) *Sheets* graníticos no sericita-clorita filito (afloramento AP-04). (d) Orientação dos microautólitos de dioritos/quartzo dioritos no granodiorito devido a deformação do Lineamento Patos (afloramento AP-64).

3.4. Petrografia e Texturas

A descrição petrográfica e textural do plutão Catingueira e do granodiorito permitem reconhecer feições sobre a colocação e resfriamento dos corpos ígneos. Por outro lado, a caracterização mineralógica e textural das rochas encaixantes auxilia estimar a extensão do efeito termal provocado pelos corpos magmáticos. A

classificação das rochas com base em sua mineralogia e uso do diagrama QAPF de Streckeisen (1976) para rochas ígneas, foram feitas a partir da contagem de 1000 pontos por amostra.

3.4.1. Granada-estaurolita-biotita xisto

O granada-estaurolita-biotita xisto ocorre no entorno do plutão Catingueira, como resultado do aporte térmico do granito durante sua intrusão. Tem como minerais essenciais: biotita (26-35%), quartzo (28-35%), plagioclásio (An = 17%) (10-18%), muscovita (8-15%). Como minerais acessórios, ocorrem: estaurolita (3-7%), granada (2-6%), minerais opacos (2-3%), sillimanita (0-1%), cordierita (0-2%). Os minerais traços são: zircão (1%), clorita (1-2%), apatita (<1%) e turmalina (<1%).

A biotita é lamelar com tamanho entre 0,6 – 1,6 mm, pleocroísmo moderado variando de marrom pálido a marrom escuro. Contém inclusões de zircão e apatita, desenvolve uma xistosidade bem marcada, correlacionada a estrutura S₁ e também S₂. O crescimento da biotita ocorre sobre a muscovita e a clorita.

O quartzo é xenoblástico, com tamanho médio de 1,3 mm, com extinção ondulante e estirado. Em algumas amostras apresentam exudados. O plagioclásio é hipidioblástico, com tamanho médio de 1,4 mm, extinção ondulante e geminação polissintética.

A muscovita é lamelar, com tamanho de 0,2 – 1,0 mm, mostrando contatos interdigitados com biotita. O crescimento da biotita sobre a muscovita indica o aumento do grau metamórfico. Alguns grãos de estaurolita apresenta alteração para muscovita, indicando um processo de retrometamorfismo e queda da temperatura.

A estaurolita é amarelo dourada idioblástica losangular, formando porfiroblastos com tamanho entre 2,7 – 5,5 mm. Contém abundantes inclusões de quartzo e minerais opacos. Nota-se contatos serrilhados com a muscovita e cloritas, evidenciando um crescimento sobre estes. O alinhamento interno de inclusões sugere que a estaurolita seria sintectônica em relação ao evento deformacional (Figura 3.3a).

A sillimanita é fibrosa, caracterizando uma fibrolita. Observa-se um contato serrilhado com a biotita e muscovita, possivelmente crescendo sobre estes minerais. Este mineral ocorre no contato da encaixante com o granito e indica uma temperatura maior nesta região (Figura 3.3b). A cordierita é xenoblástica e ocorre como cristais

poiquiblasticos contendo inclusões de sillimanita, biotita, muscovita, minerais opacos e plagioclásio (Figura 3.3c). Observa-se grãos de cordierita incluso na biotita e clorita com ocorrência de minerais opacos no núcleo, possivelmente crescendo sobre a biotita mais clorita.

A granada ocorre na rocha como porfiroblastos hipidioblásticos, com tamanho médio de 1,0 mm, com critério textural pré a sintectônico, rotação dos grãos em relação as foliações externas, sugerindo cristalização precoce em ao evento deformacional (Figura 3.3d).

A clorita é verde pálida com um leve pleocroísmo, com tamanho entre 0,2 -1,0 mm, hipidioblástica, lamelar, contatos reacionais com a estauroлита e biotita. Nota-se que este mineral não foi consumido por completo pela estauroлита e biotita durante o metamorfismo.

Os minerais opacos são hipidioblástico, com tamanho médio de 0,3 mm, por vezes desenvolvendo-se na clivagem da biotita. A apatita é hipidioblástica com tamanho médio de 0,2 mm, encontra-se como inclusões em biotita, muscovita e quartzo. A turmalina é verde a verde pálida, hipidioblástica prismática, com tamanho médio de 0,2 mm. O zircão é um mineral acessório, geralmente incluso na biotita onde gera halos pleocróicos.

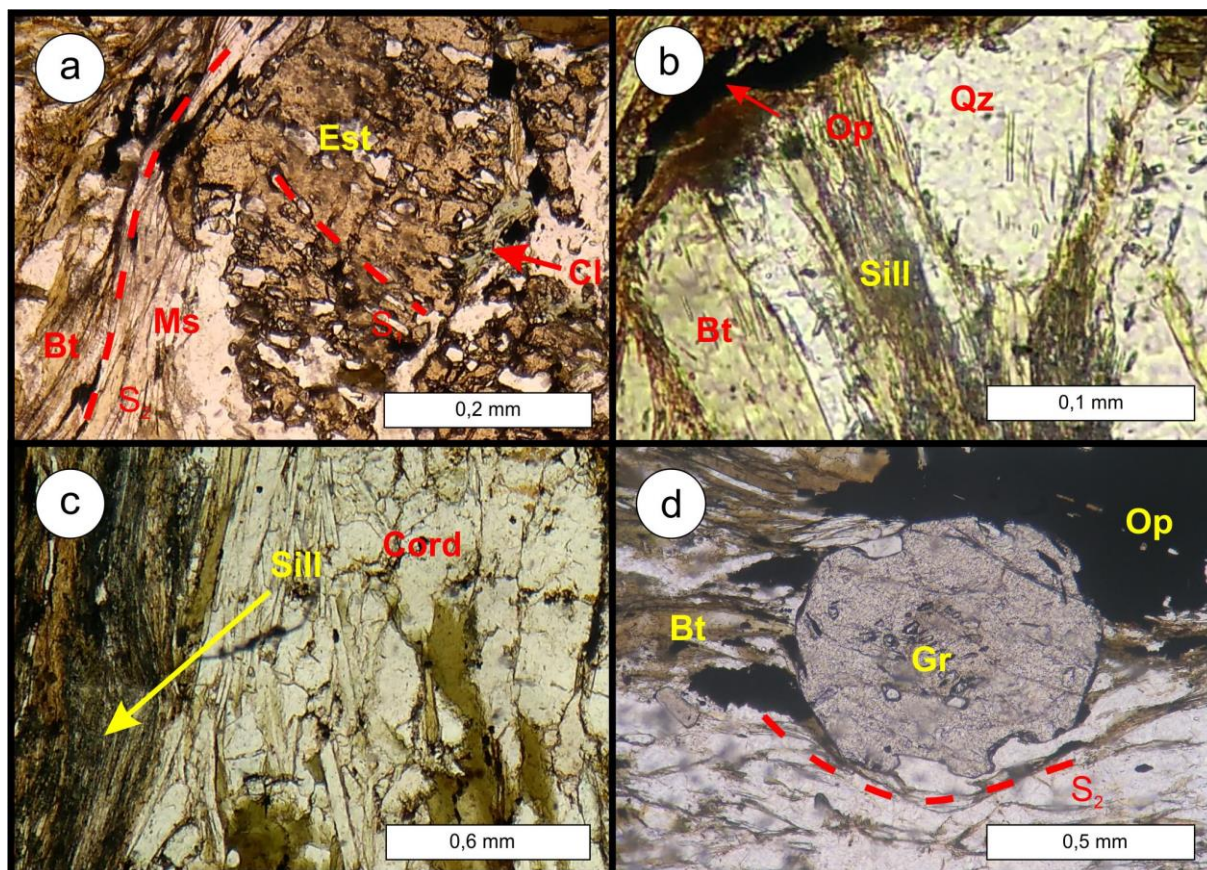


Figura 3.3. Fotomicrografias em nicóis descruzados do xisto com estautolita. (a) Porfiroblasto de estautolita com trama plana S_1 sendo rotacionada pela xistosidade S_2 (amostra AP63). (b) Sillimanita (fibrolita) sobre biotitas (amostra AP63). (c) Desenvolvimento de cordierita com inclusão de biotita, minerais opacos e quartzo (amostra AP63). (d) Granada cedo- ou pré-tectônica em relação à foliação externa S_2 (amostra 3.21A). Est = estautolita; Bt = biotita; Cl = clorita; Cord = cordierita; Gr = granada; Ms = muscovita; Op = minerais opacos; Qz = quartzo; Sill = sillimanita.

3.4.2. Muscovita-biotita xisto

O muscovita-biotita xisto ocorre a uma distância de aproximadamente 3 km do plutão Catingueira, mostrando influência térmica do granito Catingueira menor por não apresentar minerais índices como estautolita, granada, sillimanita ou cordierita. Apresenta como minerais essenciais quartzo (32 - 38%), biotita (30 – 42%), muscovita (12 – 16%), plagioclásio (An = 21%) (4 – 7%). As fases acessórias são clorita (3 – 5%), turmalina (1 - 2%), e minerais opacos (1 - 3%) e como minerais traços têm apatita (<1%) e zircão (<1%).

O quartzo é xenoblástico, com tamanho médio de 0,8 mm e extinção ondulante. Nota-se o desenvolvimento venulações de quartzo que se alterna com porções micáceas (biotita e muscovita).

A biotita é hipidioblástica lamelar, com pleocroísmo variando de marrom pálido a marrom avermelhado, tamanho de 1,1 – 2,0 mm. O contato interdigitado da biotita com a muscovita e clorita mostram que a biotita é produto de reação envolvendo a clorita e muscovita (Figura 3.4a).

A muscovita é lamelar hipidioblástica, com tamanho entre 0,5 mm e 1,0 mm, apresenta contato reto com quartzo nas laterais e interdigitados/serrilhados nas extremidades com biotita e clorita, e curvos com opacos.

O plagioclásio é hipidioblástico retangular, com tamanho de 0,02 mm, tem uma geminação polissintética bem desenvolvida e com uma extinção ondulante. As vezes apresenta uma curvatura na sua geminação.

A clorita é lamelar seguindo a xistosidade principal, com tamanho de 0,8 mm, verde a verde pálida e contato interdigitado com a biotita, muscovita e quartzo. A turmalina é idioblástica prismática, verde azulada, com tamanhos entre 0,05 mm e 0,1 mm. O zircão é hipidioblástico e ocorre como inclusões nas biotitas. A apatita é hipidioblástica prismática, com tamanhos entre 0,1 mm e 0,2 mm. Os minerais opacos são hipidioblásticos, com tamanho médio de 0,2 mm.

3.4.3. Sericita-clorita filito

O sericita-clorita filito tem uma textura muito fina sem associação mineral sugestiva da influência térmica do granito Catingueira. Sua mineralogia essencial é composta por quartzo (10-30%), clorita (2-35%) e sericita (20-35%). Os minerais acessórios incluem biotita (1-3%), minerais opacos (2-7%) e como traços citam-se turmalina, apatita e zircão.

O quartzo ocorre como cristais hipidioblásticos, com tamanho médio de 0,3 mm, podendo formar porções mais quartzosas concordantes com a xistosidade.

A clorita ocorre como cristais lamelares, esverdeados, com tamanho máximo de 0,4 mm, desenvolvendo finas camadas, sempre associado com minerais opacos, sericita e rara biotita. A sericita é incolor, com grãos muito fino <0,1mm, desenvolvendo finas foliações alternadas por porções mais quartzosas (Figura 3.4b). A biotita é lamelar com um desenvolvimento sobre a clorita e sericita em algumas amostras, com cor marrom, tamanho médio de 0,2 mm. Os minerais opacos são

idioblásticos, sendo reconhecidos em amostra de mão como magnetita por meio de imã de bolso.

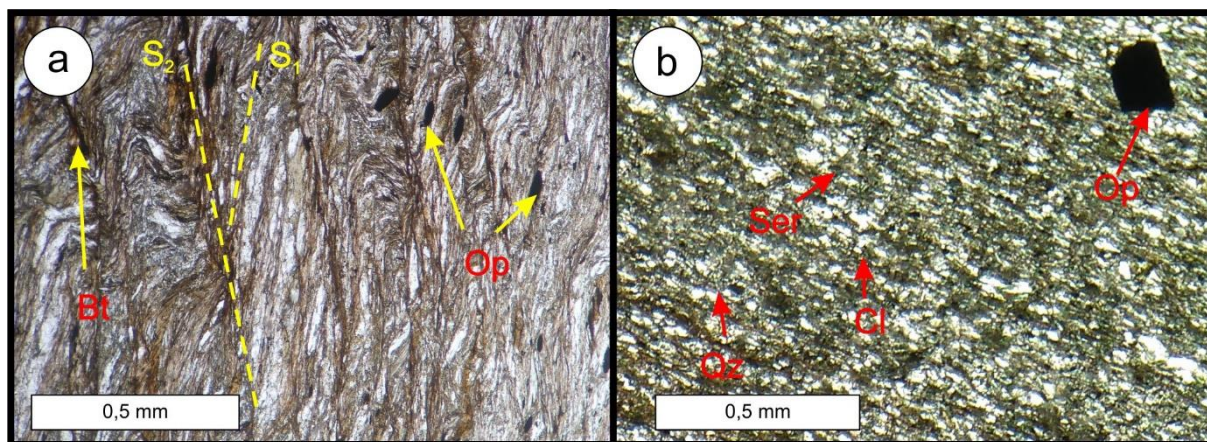


Figura 3.4. Fotomicrografias com nicóis descruzados da rocha encaixante do granito Catingueira (a) Desenvolvimento de biotita fina sobre a muscovita e clorita (amostra 4.55). (b) Sericita-clorita filito com presença de minerais opacos e finas alternâncias de quartzo (amostra AP9A); a clorita dá a tonalidade esverdeada à rocha. Bt = biotita; Cl = clorita; Op = minerais opacos; Qz = quartzo; Ser = sericita.

3.4.4. Granito Catingueira e granitos satélites associados

O granito Catingueira apresenta como fases essenciais K-feldspato (26-37%), plagioclásio albitico (17-38%) ($An = 1,4\%$) e quartzo (19-40%). Os minerais acessórios incluem aegirina-augita (4-10%), riebeckita (0-2%), titanita (1-2%), biotita (1-3%) e minerais opacos (1-2%), além dos traços zircão, apatita e fluorita. Assim, considerando a proposição de Streckeisen (1976), ele plota na aresta QA e se classifica como álcali-feldspato granito (Figura 3.5). Os granitos satélites associados são atribuídos ao mesmo evento do granito Catingueira, por conter clinopiroxênio (aegirina-augita) e anfibólio (riebeckita-arfvedsonita) que são característicos do granito Catingueira. Os granitos satélites associado têm como fases essenciais K-feldspato (30 – 42%), plagioclásio ($An=8-10\%$, pelo método de Michel Lévy) (14 – 22%), quartzo (20- 48%), biotita (5 – 25%). Os minerais acessórios incluem aegirina-augita (0 – 3%) e titanita (1 – 3%). Ocorrendo em quantidades menores que 1% citam-se minerais opacos, zircão e apatita. Como minerais de alteração a muscovita (1- 4%) e clorita (1 – 2%)

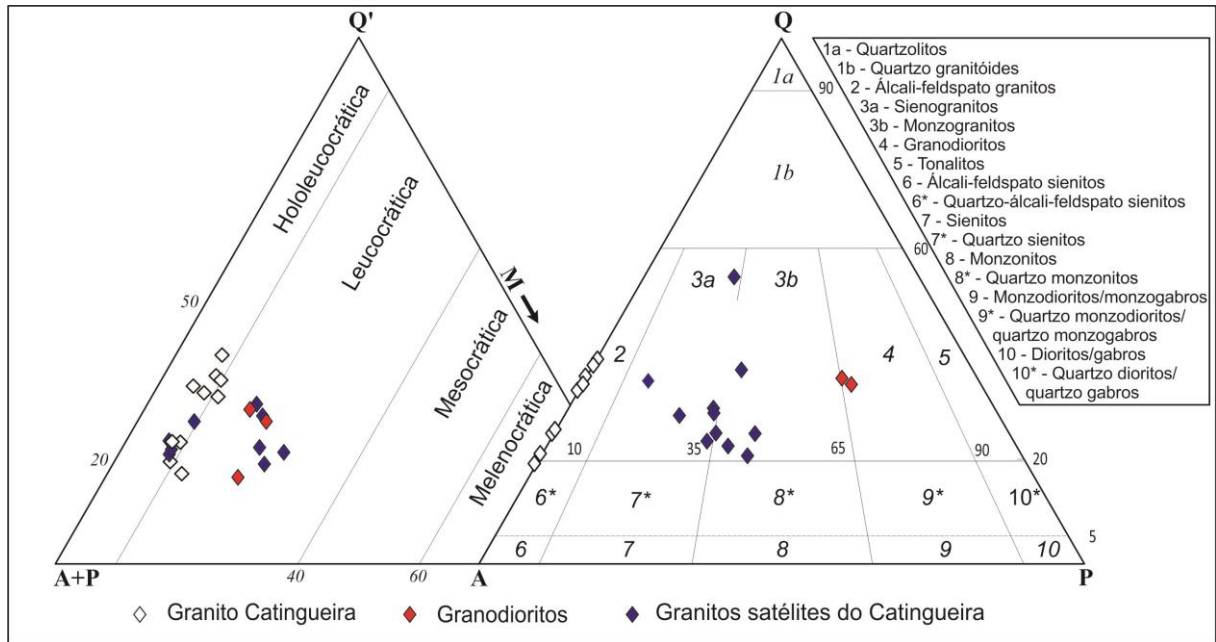


Figura 3.5. Diagramas modais Q'(A+P)M e QAPF (Le Maître, 2002, Streckeisen, 1976) com as amostras do plutão Catingueira, corpos graníticos satélites e granodiorito. Q' = quartzo; M = somatório dos minerais máficos; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio.

O K-feldspato ocorre na forma de microclina, subédrica a anédrica, com tamanho de 0,7 – 2,7 mm, com desenvolvimento de pertitas, sendo reconhecida pela geminação tartan segundo a lei albíta-periclínio, por vezes combinada com a macla Carlsbad. Apresenta alteração para sericita.

O plagioclásio ocorre com uma geminação polissintética, com tamanho entre 0,4 – 2,1 mm, um hábito subédrico e extinção ondulante. Para os granitos satélites, de acordo com o método Michel-Lévy, o teor de anortita está entre 8 – 10%. Análises da química mineral do plagioclásio do plutão Catingueira mostram um teor médio de An = 1,4% (dados de artigo em preparação), tratando-se assim de uma albíta. A curvatura na geminação e desenvolvimento de fraturas deste mineral caracteriza uma deformação com caráter rúptil-dúctil. Nota-se ainda a alteração em alguns grãos mica branca.

O quartzo é subédrico, com tamanho entre 0,8 - 1,7 mm, com extinção ondulante resultante de deformação mecânica. Este mineral é frequentemente intersticial, o que o caracteriza como uma fase tardia. Recristaliza para mosaicos poligonais.

A aegirina-augita é reconhecida pelo pleocroísmo moderado verde amarronzado a verde escuro, hábito prismático subédrico a anédrico, tamanho entre

0,4 – 1,6 mm, sinal ótico biaxial positivo, com ângulo 2V de 55° e ângulo de extinção elevado (em torno de 43°). Pode apresentar zonação concêntrica em alguns grãos e orientação decorrente de acamamento ígneo (Figuras 3.6a, c). Apresenta inclusões de minerais opacos, zircão, titanita e apatita.

A riebeckita-arfvedsonita ocorre com tamanho entre 0,2 – 0,6 mm, hábito retangular anédrico a subédrico, podendo também ser acicular. Uma textura frequente é a formação de anfibólio nas bordas e em contato interdigitado com o clinopiroxênio, comprovando o processo de uralitização deste (Figura 3.6b).

A biotita é marrom e ocorre como grãos bem desenvolvidos, principalmente nos granitos satélites associados. Tem hábito lamelar e tamanhos entre 0,3 - 1,3 mm (Figura 3.6d). Pode conter inclusões de titanitas, minerais opacos, zircão e apatita. Mostra alteração para muscovita e clorita.

A titanita é subédrica a euédrica losangular, com tamanho variando entre 0,2 – 1,1 mm. Ocorre frequentemente como inclusão na aegirina-augita.

Os minerais opacos apresentam hábito subédrico a euédrico, tamanho médio de 0,4 mm, frequentemente inclusos nos minerais máficos, o que indica ser uma fase primária. A apatita ocorre em grãos subédricos a euédrico, em seções retangulares ou hexagonais, com tamanho entre 0,1 – 0,5 mm, sendo encontrada como inclusão na fase máfica, o que sugere ser uma fase primária. O zircão tem tamanho médio de 0,1 mm, estando sempre incluso nos minerais máficos. A fluorita é reconhecida por ter um hábito anédrico a subédrico, relevo forte negativo em relação ao quartzo e caráter ótico isotrópico.

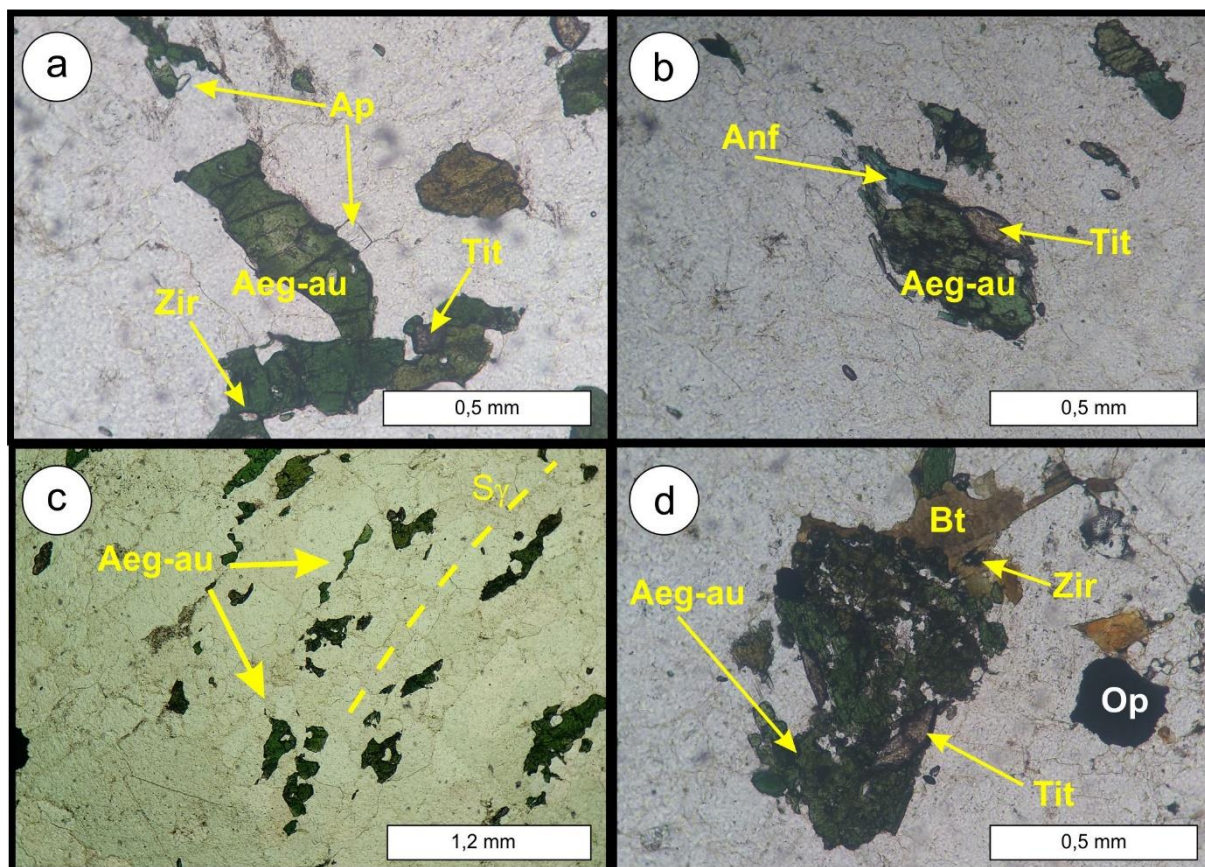


Figura 3.6. Fotomicrografias com nicóis descruzados do granito Catingueira e satélites. (a) Cristais de aegirina-augita zonada com inclusões de zircão e apatita (amostra AP60D). (b) Desestabilização do piroxênio gerando o anfibólio riebeckita (amostra 1.2A). (c) Orientação da aegirina-augita representando a trama magmática (S_v) (amostra AP60D//). (d) Cristais de biotita com inclusão de zircão e titanita (amostra AP40). Aeg-au = aegirina-augita; Anf = anfibólio; Ap = apatita; Bt = biotita; Op = minerais opacos; Tit = titanita; Zir = zircão.

3.4.5. Granodiorito Porfirítico

O granodiorito apresenta como minerais essenciais K-feldspato (15 -34%), plagioclásio (An=18 - 22%) (34 – 44%), quartzo (26 – 28%) e biotita (10 – 15%). Os minerais acessórios são epidoto (3 – 6%), hornblenda (2 – 6%), minerais opacos (1%), titanita (1%). Zircão, apatita e allanita ocorrem em proporções menores que 1%. Citam-se epidoto e mica branca como minerais de alteração dos feldspatos.

O K-feldspato presente no granodiorito é a microclina, sendo reconhecida pela geminação albita-periclínio por vezes combinada com a macla Carlsbad desenvolvendo pertitas, tamanho médio de 1,8 mm, hábito subédrico a anédrico, com pequenos grãos recristalizados nas bordas. Observa-se alteração para mica branca através do processo de sericitação (Figura 3.7a).

O plagioclásio (oligoclásio) é anédrico, tem tamanho em torno de 1,2 mm, geminação polissintética levemente curvada e extinção ondulante, o que evidencia

uma deformação. Nota-se o processo secundário de saussuritização com a alteração do plagioclásio para mica branca e epidoto.

O quartzo é subédrico a anédrico, com tamanho médio de 0,8 mm, desenvolve pequenas venulações, indicando a deformação que sofreu pela ação da zona de cisalhamento.

A biotita é lamelar marrom, pleocróica, com tamanho médio de 1,6 mm, define uma xistosidade que contorna os grãos de K-feldspato e plagioclásio. Pode formar a estrutura tipo mica *fish*, indicativa da ação de deformação por cisalhamento simples.

O epidoto é subédrico a euédrico, com tamanho médio de 0,6 mm, usualmente resultado de alteração do plagioclásio. Alguns grãos apresentam faces bem desenvolvidas, com núcleos zonados de allanita, assim caracterizando uma fase primária.

O anfibólio é verde, pleocróico, anédrico a subédrico prismático, com tamanho médio de 0,5 mm, extinção oblíqua de 20°, alongação positiva e ângulo 2V de 70°. Por apresentar estas características o anfibólio foi classificado com uma hornblenda comum. Nota-se que a hornblenda apresenta um contato interdigitado com a biotita (Figura 3.7b).

Os minerais opacos são anédricos a subédricos, com tamanho médio de 0,2 mm, encontrando-se incluso nos minerais máficos. A titanita é marrom escura, euédrica, com tamanho médio de 0,5 mm. O zircão é prismático, com tamanho médio de 0,2 mm, incluso em biotita e anfibólio. A apatita é subédrico a euédrico, com tamanho médio de 0,2 mm. A allanita é laranja avermelhada, com coroa de epidoto, zonada, subédrica, com tamanho médio de 0,1 mm.

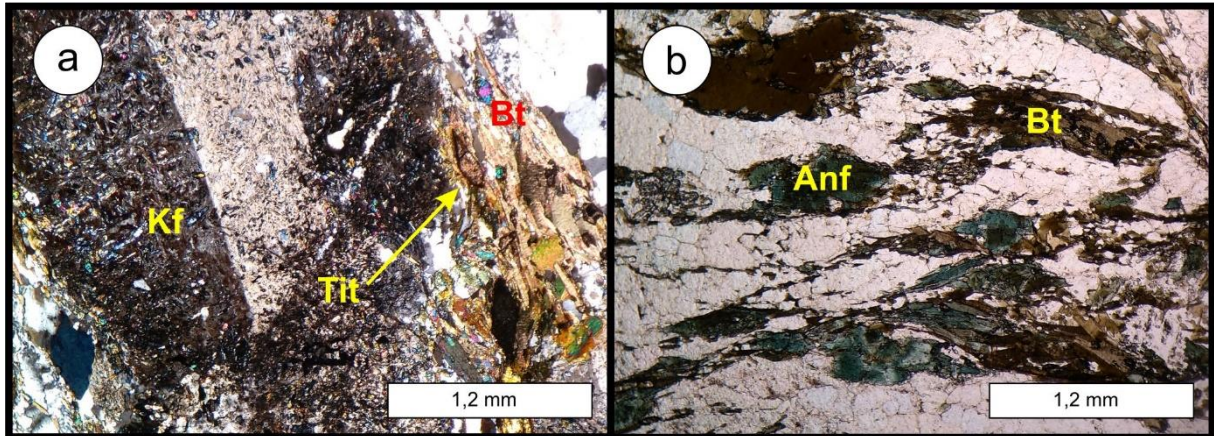


Figura 3.7. Fotomicrografia do granodiorito a NW da área. (a) Pórfiros de K-feldspato com bordas recristalizados e intensamente alterados para mica branca fina do tipo sericita (amostra AP64). (b) Orientação primária de anfibólio e biotita modificada por estrutura sigmoidal do tipo *mica fish*, que marca a trama milonítica (amostra AP64). Anf = anfibólio; Bt = biotita; Kf = K-feldspato; Tit = titanita.

4. Artigo (submetido)

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROFÍSICA DA AURÉOLA TERMAL EM TORNO DO PLUTÃO CATINGUEIRA / PB, EDIACARANO DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

Emplacement mechanism and thermal aureole provoked by the Catingueira pluton, Borborema Province, NE Brazil

José Alexandre Paixão da Cunha¹

Zorano Sérgio de Souza²

José Antônio de Moraes Moreira³

Samir do Nascimento Valcácio¹

¹Curso de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Campus Universitário, 3000, Lagoa Nova, Caixa Postal 1502, CEP 59078-970, Natal, RN

²Departamento de Geologia, UFRN, Natal, RN; pesquisador do CNPq

³Departamento de Geofísica, UFRN, Natal, RN

RESUMO

O plutão Catingueira, com área de aproximadamente 12 km², é um granito peralcalino com idade U-Pb em zircão de 573±14 Ma. O plutão se localiza na cidade homônima, geologicamente no limite norte do Terreno Piancó - Alto Brígida com a Zona de Cisalhamento Patos (ZCP), Província Borborema, NE do Brasil. A intrusão do granito provocou metamorfismo de contato em rochas metapelíticas encaixantes da Formação Santana dos Garrotes (FSG). O presente trabalho trata do efeito termal produzido pelo plutão nos metapelitos, usando relações de campo, petrografia, química mineral e propriedades petrofísicas (condutividade térmica, calor específico, difusividade térmica e densidade de rocha). Utilizando-se o geotermômetro de zircônio em rochas peralcalinas, calculou-se um valor médio de 771±19°C para a temperatura inicial do magma. A colocação do granito produziu dois efeitos principais: (i) verticalização de estruturas de baixo ângulo da FSG, as quais adquirem direção próxima de E-W, concordante com milonitos da ZCP, a norte; (ii) metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão a distâncias <2,5 km do contato, formando a associação biotita + estaurolita ± granada ± cordierita, coexistência de clorita e muscovita, rara sillimanita, e inexistência de migmatitos, permitindo estimar temperaturas de 520-640°C e pressão <3 kbar no contato do corpo ígneo. A modelagem numérica do regime térmico foi feita através do *software Heat 3D*. As simulações foram calculadas a partir de duas formas geométricas, um cilindro vertical e um paralelepípedo horizontal, usando gradientes geotérmicos variando de 30°C/km a 70°C/km. Para atingir o equilíbrio térmico sob as condições acima descritas, foram calculados tempos de resfriamento de 265, 314, 552, 831 e 936 mil anos. O gradiente que permitiu atingir o melhor ajuste para o modelo foi de 70°C/km, resultando 936 mil anos para o intervalo de resfriamento. Os resultados aqui obtidos em termos de dimensão, forma, profundidade e associações metamórficas são comparáveis a exemplos de outros corpos plutônicos descritos na Província Borborema.

Palavras-chaves: Granito Catingueira; Ediacarano; Metamorfismo de contato; Zona Transversal; NE do Brasil.

ABSTRACT

The Catingueira pluton, with an approximate area of 12 km², is a peralkaline granite with an U-Pb zircon age of 573±14 Ma. The pluton is located on the homonymous village, geologically at the northern limit of the Piancó - Alto Brígida Terrane with the Patos Shear Zone (ZCP), Borborema Province, NE Brazil. The intrusion of the granite provoked contact metamorphism over metapelitic hosting rocks of the Santana dos Garrotes Formation (FSG). The present paper deals with the thermal effect produced by the pluton over these metapelites, using field relationships, petrography, mineral chemistry and petrophysical properties (thermal conductivity, specific heat, thermal diffusivity and rock density). Through using the zirconium geothermometer for peralkaline rocks, an average value of 771±19°C was calculated for the initial temperature of the magma. The emplacement of the granite produced two main effects: (i) verticalization of previous low angle structures of the FSG, which acquired an almost E-W direction paralleling the mylonites of the ZCP toward north; (ii) high temperature and low pressure metamorphism for distances < 2.5 km from the contact, forming the assemblage biotite + staurolite ± garnet ± cordierite, coexisting with chlorite and muscovite, rare sillimanite, and absence of migmatites, suggesting temperatures and pressure of 520-640°C and less than <3 kbar, respectively at the contact with the igneous body. Numerical modelling of the thermal regime was done by the software Heat 3D. The simulations were calculated from two geometric shapes, one vertical cylinder and a horizontal parallelepiped, using geothermal gradients varying from 30°C/km to 70°C/km. To achieve the thermal equilibrium under the conditions described above, cooling times of 265, 314, 552, 831 and 936 thousand years were calculated. The best adjustment was obtained for a geothermal gradient of 70°C/km, with a cooling time of 936 thousand years. The results obtained here in terms of dimension, shape, depth, and metamorphic assemblages are comparable to other examples of plutonic bodies described in the Borborema Province.

Keywords: Catingueira granite; Ediacaran; Contact metamorphism; Transversal Zone; NE Brazil.

4.1. INTRODUÇÃO

O magmatismo do final do Neoproterozoico (600 ± 50 Ma) na Província Borborema (PB) resultou em uma variedade de rochas ígneas, associadas a zonas de cisalhamento de mesma idade. Dentro desse contexto, especificamente chamado de Domínio Zona Transversal, ocorre o plutão Catingueira. O granito foi alvo de diversos estudos petrológicos nos últimos 50 anos, sendo tratado como um granito clássico na PB (Almeida *et al.*, 1967; Sial e Ferreira, 2016). Apesar dos conhecimentos acerca do magmatismo catingueira tenha avançado consideravelmente (Sial, 1986, 1987; Ferreira *et al.*, 1998; Santos e Medeiros, 1999; Galindo e Sá, 2000), ainda se compreende pouco acerca da aureola térmica provocada pelo granito.

Este trabalho mostra a influência térmica do plutão Catingueira sobre a rocha encaixante, com enfoque às implicações petrofísicas e petrológicas. Trabalhos anteriores sobre o granito Catingueira, abordaram a petrografia, litoquímica e dados de campo (Almeida *et al.*, 1967; Sial, 1986, 1987; Ferreira *et al.*, 1998; Santos e Medeiros, 1999; Galindo e Sá, 2000). No entanto, não há considerações petrofísicas das rochas encaixantes e do granito para delimitar o efeito térmico do plutão. O granito está localizado na região da cidade de Catingueira, Paraíba, Nordeste do Brasil.

Neste trabalho foram empregadas as seguintes etapas: (i) levantamento bibliográfico; (ii) trabalhos de campo objetivando mapeamento de detalhe, coleta de amostras e de parâmetros texturais, mineralógicos e estruturais para compreender a colocação do plutão; (iii) análise de dados de química mineral e rocha total; (iv) análise dos dados petrofísicos; (v) elaboração do modelo térmico e de colocação do plutão.

4.2. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema (PB) (Figura 4.1), unidade geotectônica definida por Almeida *et al.* (1981), está situada no NE do Brasil. A Província é limitada ao sul pelo cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste por bacias costeiras. A PB é composta por um embasamento arqueano a paleoproterozóico, faixas metassupracrustais e diversos corpos plutônicos intrusivos durante o neoproterozoico. Durante o ciclo brasileiro (600 ± 50 Ma) a acomodação da província é caracterizada por um evento tectono-metamórfico e magmático, controlado por zonas de cisalhamento dúctil (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et al.*, 2000). Diversos trabalhos compartimentaram a PB com base em conceitos de terrenos ou domínios

tectonoestratigráficos. Baseado em dados geocronológicos U/Pb (zircão) e isótopos de Sr e Nd, é distinguido os seguintes domínios na província Médio Coreaú, Ceará Central, Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó, São José do Campestre, Zona Transversal, Riacho do Pontal, Pernambuco-Alagoas e Sergipano (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995, 2003, 2008; Brito Neves *et al.*, 2000; Medeiros, 2004; Santos, 1996; Santos *et al.*, 2000, 2010).

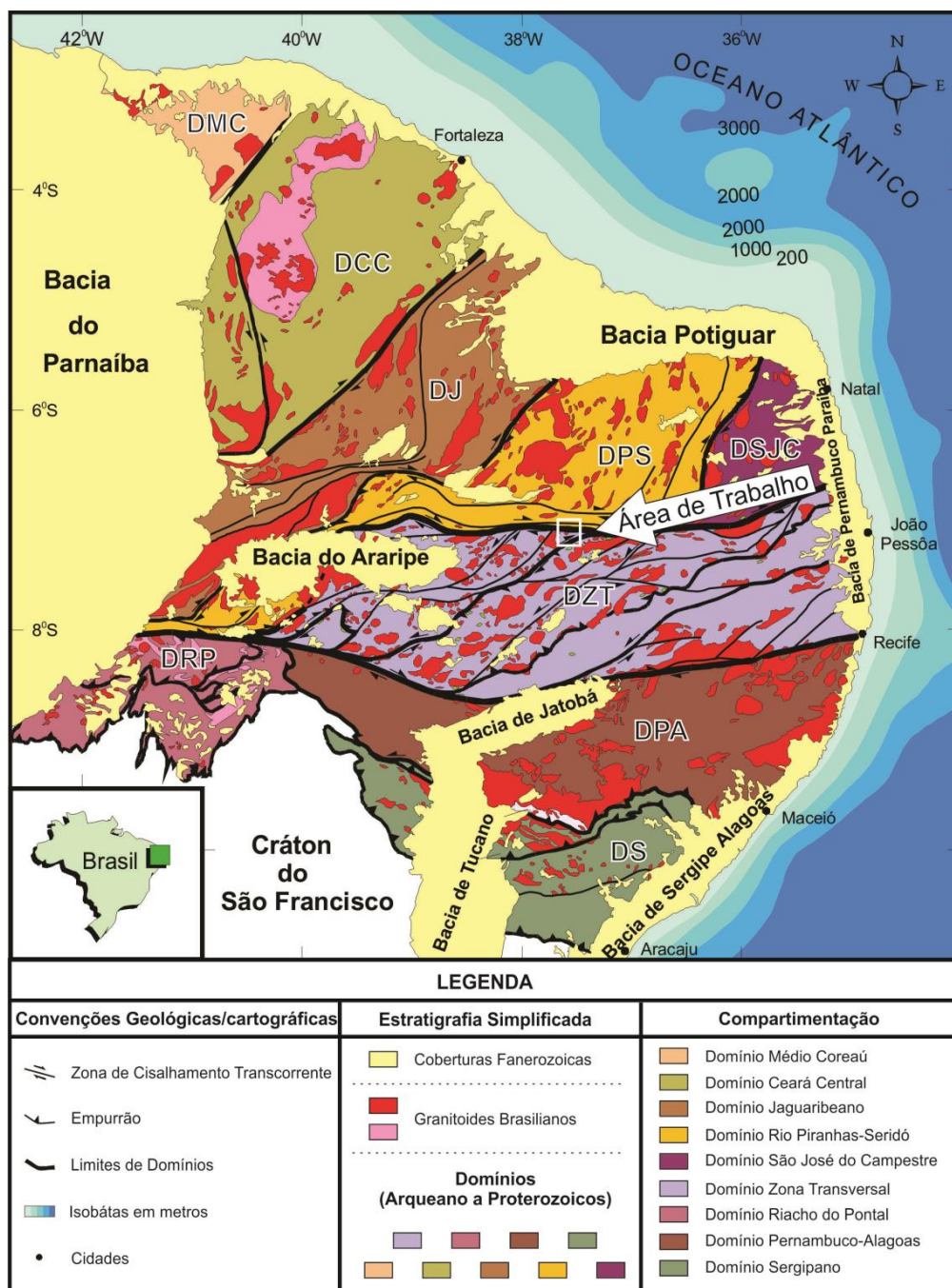


Figura 4.1. Compartimentação em domínios da Província Borborema com o polígono que indica a localização da área, segundo as propostas de Van Schmus *et al.* (2008) e Medeiros e Jardim de Sá (2009). Figura compilada de Medeiros (2004).

O Domínio Zona Transversal (DZT), originalmente definido por Ebert (1962), é limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Patos e a sul pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, sendo subdividido em cinco terrenos tectonoestratigráficos distintos e subparalelos, denominados, de oeste para leste São José do Caiano, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Santos *et al.*, 2010; Van Schmus *et al.*, 2011) (Figura 4.2). O Terreno Piancó-Alto Brígida, o qual está inserido o granito Catingueira, é localizado na região central do domínio entre os terrenos São José do Caiano e Alto Pajeú, é formado por sequências metassedimentares e metavulcanosedimentares que compreende o Grupo Cachoeirinha (Barbosa, 1970; Santos, 1995; Silva Filho *et al.*, 1985).

O plutonismo granítico no Domínio Zona Transversal é associado à repartição dos terrenos do domínio e desenvolvimento das zonas de cisalhamentos durante o neoproterozoico. O trabalho de Almeida *et al.* (1967) é pioneiro na classificação de granitoides da PB, o posicionamento das rochas ígneas em relação ao Ciclo Brasileiro, classificados em granitoides sintectônicos (tipos Conceição e Itaporanga) e granitoides tardiorogênicos (tipos Catingueira e Itapetim). Os trabalhos de Sial (1986,1987) classificam os granitos com base na química de rocha total e sugere 4 grupos, sendo eles Calcio-alcálicos, cálcio-alcálicos potássicos, peralcalino e de afinidades thondhjemíticas. Posteriormente os granitoides do DZT foram reagrupados, com base em Santos e Medeiros (1999), em 4 supersuítas de acordo com o evento/ciclo, dois desses supergrupos ocorrem no neoproterozoico que são a Supersuíta Calcio-alcálica e Supersuíta Ultrapotássica/Shoshonítica. A Suíte Peralcalina supersaturada em sílica ocorre nos terrenos Rio Capibaribe e Piancó Alto-Brígida. Neste último, está localizado o granito Catingueira.

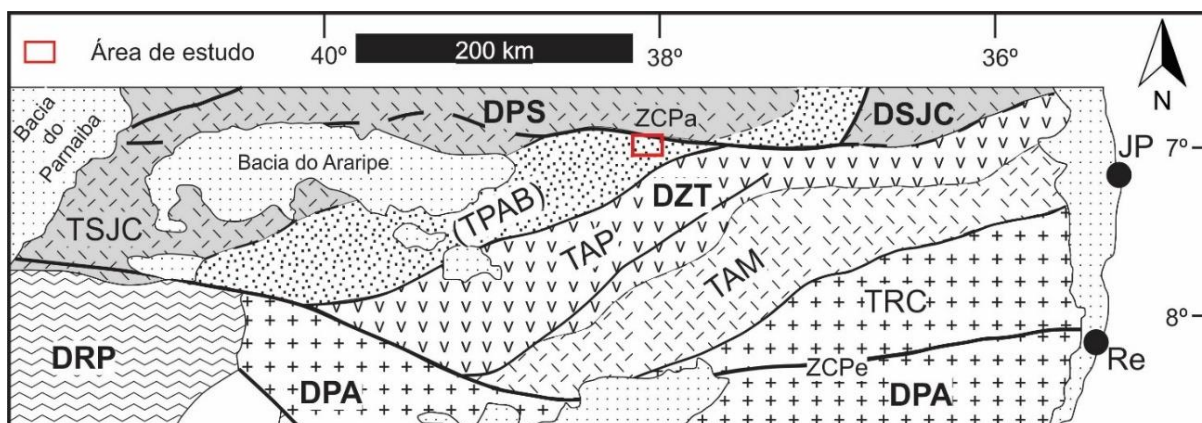


Figura 4.2. Divisão do Domínio Zona Transversal em terrenos, segundo Van Schmus *et al.* (2011), com destaque para o Terreno Piancó-Alto Brígida onde está localizado o granito Catingueira. O polígono em vermelho indica a área de trabalho. Figura modificada de Van Schmus *et al.* (2011). DPS = Domínio Rio Piranhas-Seridó; DSJC = Domínio São José do Caiano; DZT = Domínio Zona Transversal; DPA = Domínio Pernanbuco-Alagoas DRP = Domínio Riacho do Pontal; TSJC = Terreno São José do Caiano; TPAB = Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP = Terreno Alto Pajeú; TAM = Terreno Alto Moxotó; TRC = Terreno Rio Capibaribe. Falhas e zonas de cisalhamento: ZCPa = Zona de cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de cisalhamento Pernambuco. Cidades: JP = João Pessoa; Re = Recife.

4.3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

As rochas que compõem a geologia local estão inseridas no Terreno Piancó-Alto Brígida, mais precisamente no Grupo Cachoeirinha a sul da Zona de Cisalhamento Patos. O Grupo Cachoeirinha, segundo Silva Filho (1984), é composto por rochas metassedimentares da Formação Santana dos Garrotes e Formação Serra do Olho D'água entre as zonas de cisalhamento Patos e Serra do Caboclo. A Formação Santana dos Garrotes abrange toda a área de estudo e é composta predominantemente por sericita-clorita filito de coloração cinza-esverdeada intercalados com rochas metavulcânicas ácidas e *sheets* graníticos decorrentes do magmatismo Catingueira (Silva Filho *et al.*, 1985; Fernandes, 1995; Galindo e Sá, 2000). Assim, litoestratigrafia representada na Figura 4.3 compõe-se, da base para o topo, da Formação Santana dos Garrotes (sericita-clorita filito fino, muscovita-biotita xisto, granada-estaurolita-xisto, metariolito), Suíte Peralcalina Supersaturada em Sílica (granito Catingueira e *sheets* de graníticos e pegmatíticos) e a Suíte Cálcio-Alcalina (granodiorito porfirítico).

A Formação Santana dos Garrotes apresenta um perceptível aumento no tamanho dos grãos em direção do contato com o plutão. Na região mais distante do granito, predomina o sericita-clorita filito de textura fina, às vezes com magnetita associada, com laminações de espessura milimétrica ricas em quartzo ora em

sericita+clorita (Figura 4.4a), provavelmente refletindo o acamamento sedimentar (pelito vs siltito/arenito).

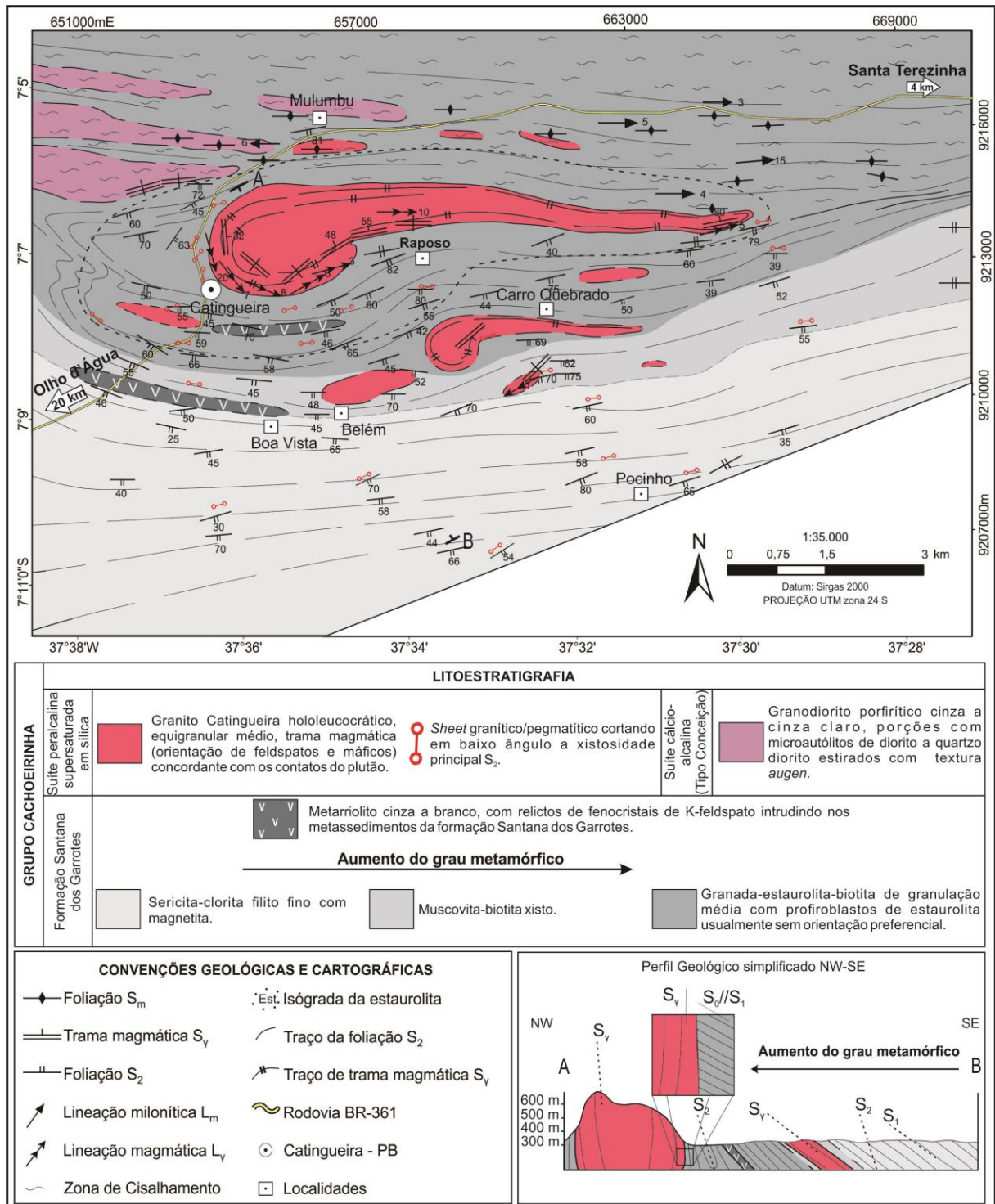


Figura 4.3. Mapa geológico simplificado da área de estudo com destaque para o granito Catingueira, ressaltando a isógrada da estaurolita e a auréola térmica na rocha encaixante.

O muscovita-biotita xisto se encontra mais próximo do plutão e apresenta uma granulação maior em relação ao filito, indicativo de um grau metamórfico maior. O

granada-estauroлита-biotita xisto ocorre no entorno do plutão Catingueira, destacando-se os porfiroblastos submilimétricos a centimétricos de granada, cordierita e, principalmente, de estauroлита (Figura 4.4b), usualmente sem orientação preferencial, e rara sillimanita. Observa-se que a cordierita e sillimanita ocorrem apenas no contato como granito Catingueira, indicando um aumento na temperatura na direção do plutão. A biotita se destaca pelo tamanho milimétrico a centimétrico e às vezes associada com muscovita. Em alguns casos, observa-se a estauroлита pseudomorfizada, alterando para muscovita e biotita. Intercalado com os metassedimentos da Formação Santana dos Garrotes, observam-se soleiras de metarriolito cinza a branco, com destaque para fenocristais milimétricos de quartzo e sanidina (Figura 4.4c).

A Suíte Peralcalina Supersaturada em Sílica compreende o granito Catingueira, com idade de 573 ± 14 Ma (Souza *et al.*, 2017), intrude as rochas metassedimentar da Formação Santana dos Garrotes. Ele apresenta uma área de aproximadamente 12 km², sendo alongado na direção E-W com uma forma *en cornue* (Silva Filho *et al.*, 1985; Jardim de Sá, 1994; Fernandes, 1995; Galindo e Sá, 2000). Tem tonalidade cinza clara, textura equigranular média, localmente concentrações máficas (aegirina-augita + riebeckita-arfvedsonita). A trama magmática é definida por uma laminação paralela subvertical marcada por alternâncias ricas em minerais félsicos (quartzo + feldspato) ou máficos, com uma lineação dos minerais máficos (sub-horizontal) decorrente do fluxo magmático (Figura 4.4d). Os corpos de granitos satélites, encontrados nas partes norte e sul do granito Catingueira, são atribuídos ao mesmo evento magmático por apresentar feições texturais, mineralógicas e estruturais semelhantes. No entanto, estes corpos graníticos são ricos em biotita e com aegirina-augita em menor proporção modal.

A Suíte Cálcio-Alcalina, granodiorito porfirítico, localizado no noroeste da área, apresenta pórfiros de K-feldspato na forma de *augens*. Os minerais máficos predominantes são biotita e hornblenda. Em alguns locais, são facilmente reconhecíveis microautólitos de diorito e quartzo diorito fortemente deformados pela Zona de Cisalhamento Patos.

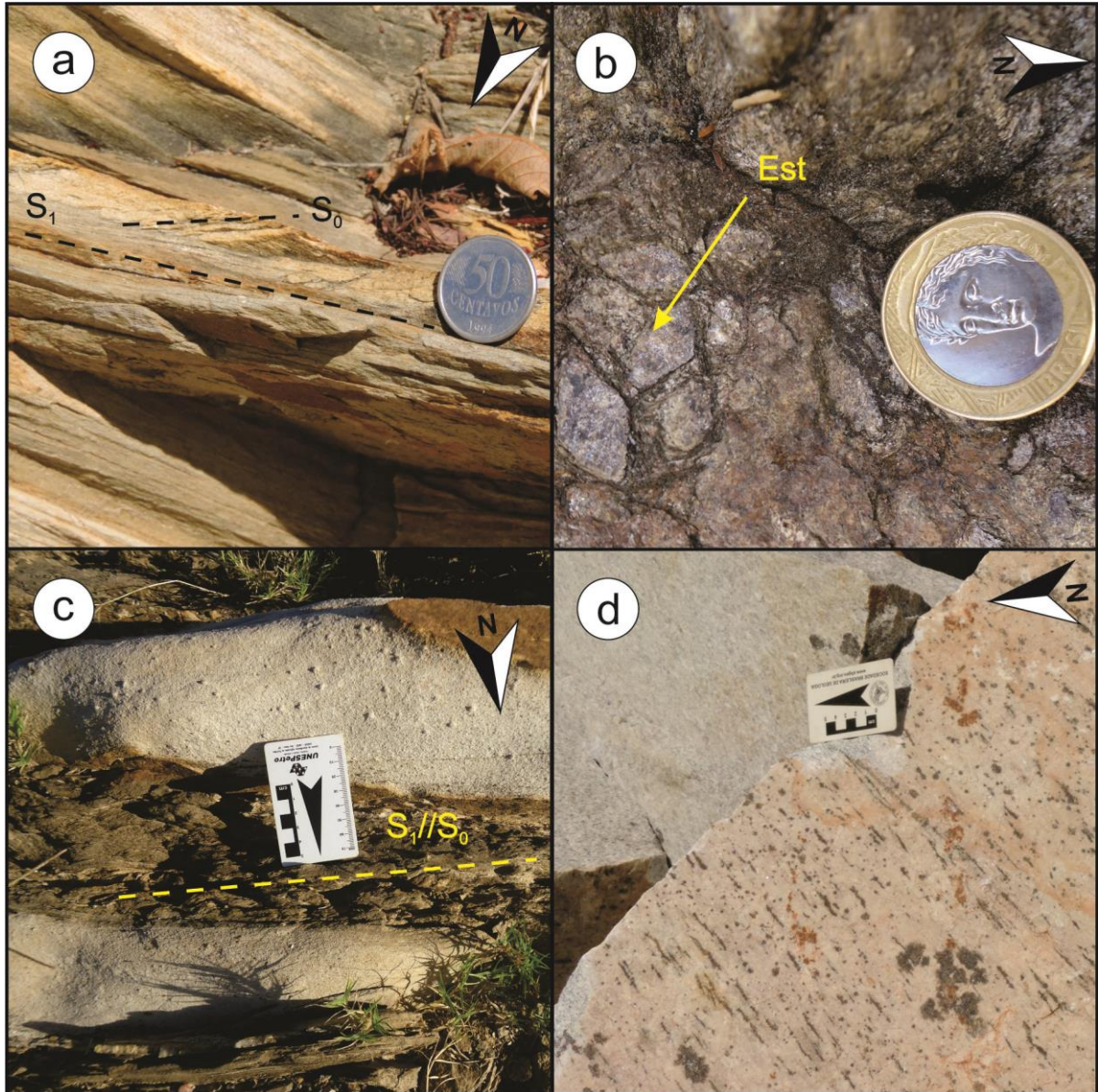


Figura 4.4. Feições observadas em campo do granito catingueira e a sua encaixante. (a) Sericiticlorita filito, cor verde, com desenvolvimento de alternância (laminação) composicional paralela a estrutura de baixo ângulo S_1 (extremo sul do granito Catingueira); (b) Granada-estaurolita-biotita xisto com destaque para porfiroblastos milimétricos de estaurolita (SW do granito Catingueira); (c) Metarriolito truncando em baixo ângulo a estrutura S_0/S_1 de micaxisto (região sul do granito Catingueira); em realce estão pórfiros de sanidina; (d) Feição clássica do granito Catingueira, com desenvolvimento de uma trama magmática de corrente do alojamento marcada por orientação de minerais máficos (borda oeste do granito Catingueira).

4.3.1. Petrografia e Texturas

A classificação das rochas com base mineralógica e uso do diagrama QAPF de Streckeisen (1976) (Figura 4.5), foram feitas a partir da contagem de 1000 pontos por amostra. A descrição petrográfica e textural do plutão Catingueira, granitos satélites e das encaixantes mostram características acerca da colocação e a influência

térmica aproximando-se do contato do granito. Dessa maneira, é possível delimitar a auréola metamórfica através da ocorrência de minerais índices.

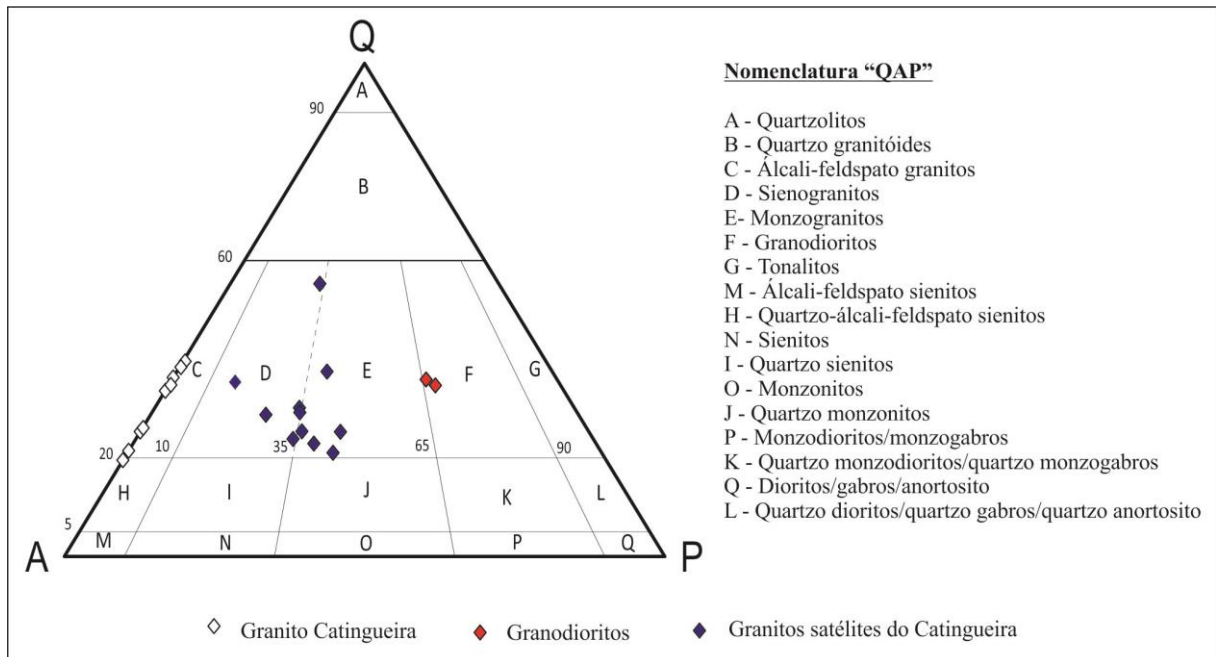


Figura 4.5. Diagrama QAPF modal (Streckeisen, 1976) para granito Catingueira e demais rochas plutônicas associadas.

Na encaixante, é possível distinguir três tipos de litologias que apresentam crescimento dos minerais índices em direção do plutão, evidenciando o aumento do aporte térmico. A rocha não afetada pelo metamorfismo de contato é o sericita-clorita filito, com destaque para a sua textura fina e magnetita associada, às vezes com alternâncias com porções mais quartzosas. O sericita-clorita filito mostra uma deformação regional de baixa intensidade. A uma distância menor que 2,5 km do contato, observa-se muscovita-biotita xisto com granulação fina a média, destacando-se biotita fina lamelar desenvolvendo-se na foliação S_1 . Na região de contato com o granito Catingueira, ocorre granada-estaurolita-biotita xisto com desenvolvimento de xistosidade de plano axial S_2 ; nesta região, a granada é rotacionada pela referida xistosidade (Figura 4.6a). Porfiroblastos idioblásticos de estaurolita com foliação interna correlata a S_1 é rotacionada pela xistosidade externa S_2 . Nota-se muscovita e clorita dentro da estaurolita, mostrando que não foram totalmente consumidas pelo metamorfismo (Figura 4.6b). Observam-se, ainda, cordierita e sillimanita (fibrolita) com contato serrilhado com a biotita, muscovita e clorita apenas no contato com o granito Catingueira, indicando um aumento na temperatura em direção ao granito e que foi atingida a fácies anfibolito (Figuras 4.6c, d).

O granito Catingueira apresenta como minerais essenciais K-feldspato (26-37%), plagioclásio albitico (17-38%) ($An = 1,4\%$, dados de microsonda de artigo em preparação), quartzo (16-40%). Os minerais acessórios são aegirina-augita (4-10%), anfibólio (riebeckita-arfvedsonita) (0-2%), titanita (1-2%), biotita (0-1%), minerais opacos (1-2%). Em quantidade inferiores a 1% apresentam-se os minerais traços zircão, apatita e fluorita. Os valores modais das amostras do granito Catingueira, segundo o trabalho de Streckeisen (1976), classifica-se como álcali-feldspato granito. Constata-se que os minerais máfico (aegirina-augita e anfibólio) e félsicos (K-feldspato e plagioclásio) apresentam uma leve orientação decorrente do fluxo magmático (Figura 4.6e). O anfibólio presente no granito Catingueira desenvolve-se sobre as bordas do piroxênio, sendo produto da desestabilização deste último, indicando um crescimento tardio do mineral. O K-feldspato desenvolve textura de exsolução peritítica em filete (Figura 4.6f), indicando um resfriamento abaixo da curva de *solvus* (Winter, 2001).

Os granitos satélites (Figura 4.5) apresentam as seguintes fases essenciais: K-feldspato (microclina) (30 – 42%), plagioclásio ($An=8-10\%$, pelo método de Michel Lévy) (14 – 22%), quartzo (20- 48%), biotita (5 – 25%). Como acessórios, tem-se aegirina-augita (0 – 3%) e titanita (1 – 3%). Minerais opacos, zircão e apatita são as fases acessórias com abundância inferior a 1%. As fases de alteração são muscovita (1- 6%) e clorita (1 – 2%).

O granodiorito tem como fases essenciais o K-feldspato (microclina peritítica) (15-34%), plagioclásio (22–33%), quartzo (16–28%), biotita (15 – 18%). Como acessório tem-se epídoto (3–6%), anfibólio (hornblenda) (2–6%), minerais opacos (1%), titanita (1%) e as fases minerais com quantidades inferiores a 1% apresenta zircão, apatita e allanita. O K-feldspato apresenta uma recristalização nas bordas e uma foliação (biotita e anfibólio) como resultado da milonitização da rocha.

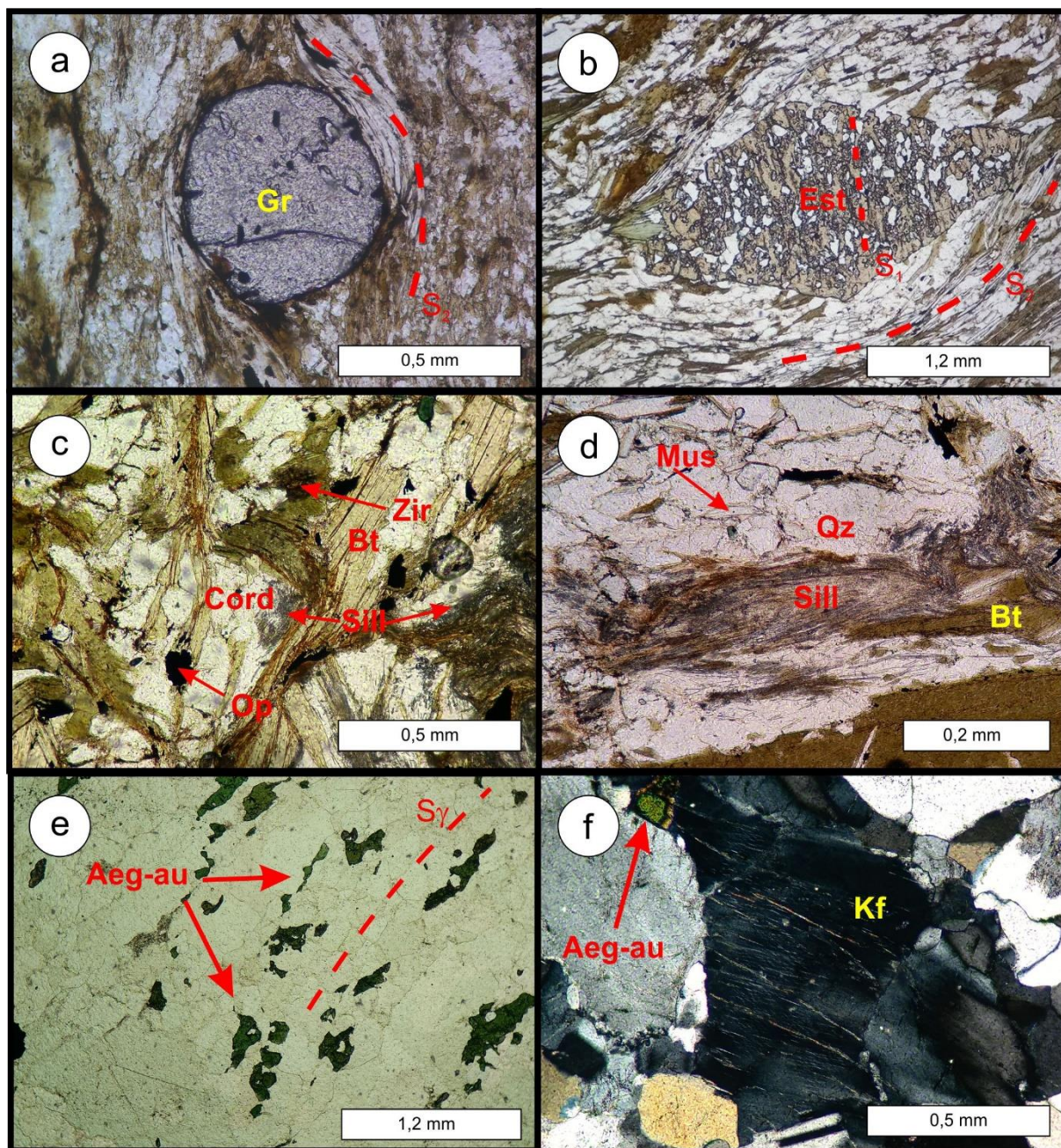


Figura 4.6. Fotomicrografias representativas do granito Catingueira e encaixante metassedimentar. (a) Granada cedo a sintectônica em relação à foliação externa S_2 , região sul do granito Catingueira. (b) Porfiroblasto de estaurolita sintectônica ao evento M_2 , rotacionada pela xistosidade S_2 . (c) desenvolvimento de cordierita e sillimanita (fibrolita), contato oeste do granito. (d) Sillimanita (fibrolita) com crescimento sobre a biotita. (e) Orientação da aegirina-augita (Aeg-au) marcando a trama magmática superimposta por deformação milonítica, borda oeste do granito Catingueira. (f) Textura de exsolução pertítica em K-feldspato, borda leste do granito Catingueira. Aeg-au = aegirina-augita; Bt = biotita; Cord = cordierita; Est = estaurolita; Kf = K-feldspato; Mus = muscovita; Op = minerais opacos; Qz = quartzo; Sill = sillimanita; Zir = zircão.

4.3.2. Metamorfismo e deformação

O metamorfismo de contato ocorre em rochas das imediações de corpos ígneos intrusivos ou extrusivos. As alterações metamórficas são causadas pelo calor emitido do corpo ígneo e também por gases e fluidos liberados pela cristalização do

magma. A dimensão da extensão das auréolas metamórficas geralmente varia em uma faixa de vários metros até alguns quilômetros dentro da rocha encaixante de acordo com o aporte térmico. No contato do corpo intrusivo com a encaixante, *skarns* podem ser formados a partir de uma variedade de processos metassomáticos envolvendo fluidos magmáticos, metamórficos, meteóricos e/ou de origem marinha (Yardley, 1989; Winter, 2001).

O metamorfismo na região estudada é atribuído a dois eventos, um de extensão regional que desenvolveu o sericita-clorita filito, e um metamorfismo de contato devido a intrusão do granito Catingueira. Nitidamente, observa-se uma variação textural no tamanho dos grãos em direção ao granito, com destaque para a formação de porfiroblastos de estaurolita, granada e cordierita (Figura 4.7).

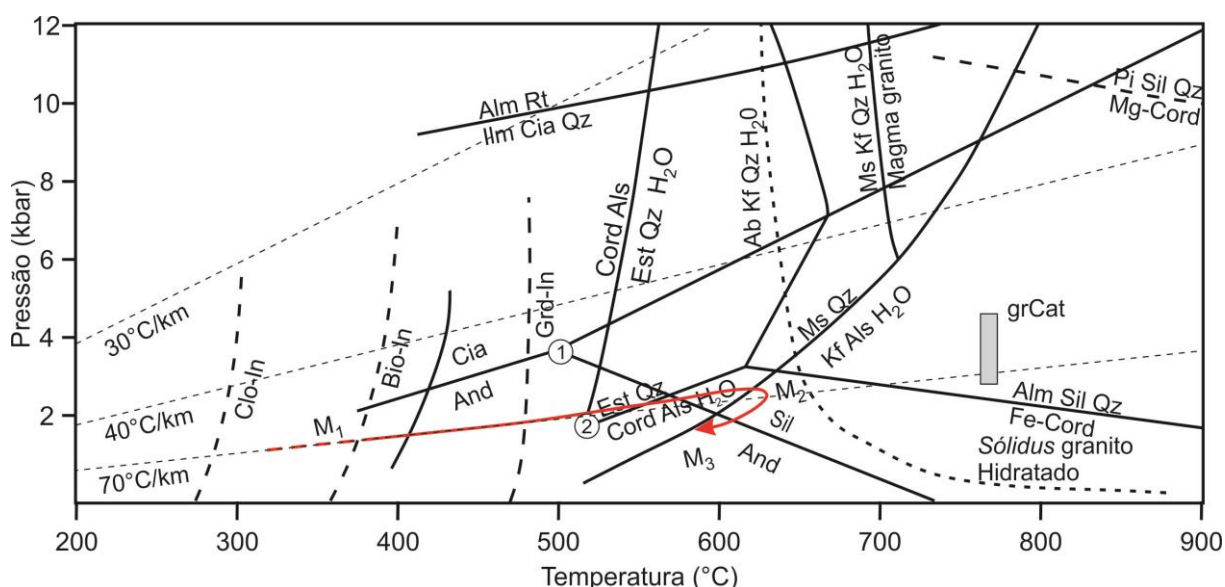


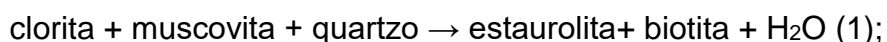
Figura 4.7. Diagrama pressão vs temperatura com *grids* petrogenéticos para rochas pelíticas, com indicação dos eventos metamórficos, geotermas, posição aproximada assumida para o granito Catingueira e trajetória de evolução metamórfica das rochas metassedimentares encaixantes do granito Catingueira, linha em vermelho. Figura modificada de Yardley (1989). Pontos triplos de aluminossilicatos: (1) Holdaway (1971), (2) Richardson (1968). Abreviações usadas: Ab = albita; Alm = almandina; Als = Al-silicato; And = andaluzita; Bio = biotita; Cia = cianita; Clo = clorita; Cord = cordierita; Est = estaurolita; Grd = granada; Ilm = ilmenita; Kf = K-feldspato; Ms = muscovita; Pi = piropo; Qz = quartzo; Rt = rutilo; Sil = sillimanita.

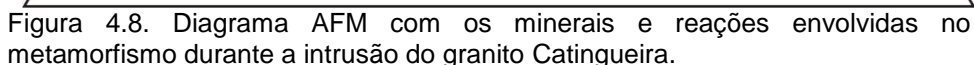
O sericita-clorita filito foi gerado a partir de um evento regional de baixa intensidade. A primeira deformação regional (D_1/M_1) afetou as estruturas sedimentares preexistentes, com desenvolvimento de mica fina (sericita) e quartzo no plano axial (S_1). Posteriormente esta rocha foi afetada pelo calor do granito Catingueira, metamorfismo de contato, durante sua colocação com contribuição do

metamorfismo regional, desenvolvendo o xisto com estaurolita na região de contato do granito.

As rochas que foram geradas pelo metamorfismo de contato na região do entorno do granito apresentam a associação mineral estaurolita \pm granada \pm cordierita, coexistência de clorita e muscovita e rara sillimanita. Uma segunda deformação regional (D_2/M_2), mais expressiva na proximidade do plutão, gerou mesodobras normais e inversas, com eixo de dobra e plano axial (S_2) aproximadamente E-W. O calor fornecido pelo granito Catingueira produziu a auréola termal que induziu o desenvolvimento de minerais com textura grossa nos micaxistos e formação de minerais metamórficos índices, tais como estaurolita, cordierita e sillimanita. A inexistência de migmatitos indica que a região de contato não ultrapassou 640°C.

O desenvolvimento dos minerais índices durante o metamorfismo de contato ocorreu em baixas pressões, com temperaturas acima de 500°C que é a temperatura mínima para a formação de estaurolita (Richardson, 1968). A isógrada da estaurolita, as vezes associada com a granada, delimitada na Figura 4.3 marca um aumento da temperatura em direção do granito. A cordierita e sillimanita ocorrem apenas no contato com o granito, distância <300 m, e indicam aumento da temperatura em direção do granito Catingueira. Assim, com base nas relações texturais e minerais plotados no diagrama AFM (Figura 4.8) foi possível traçar as reações metamórficas. A ocorrência de cordierita e sillimanita pode ser explicada através da reação (1) abaixo, bem como a coexistência de estaurolita e cordierita na reação (2), para o micaxisto no entorno do plutão





O mecanismo de transporte do plutão Catingueira é associado ao movimento dextrógiro da zona de cisalhamento, ocorrendo um transporte do magma em baixo ângulo durante o alojamento. No contexto da ZCP, o mecanismo estilo *sheeting* proposto por Hutton (1992), a lineação é vertical no início do alojamento do corpo magmático e com a ação de estruturas miloníticas preexistentes as lineações (minerais máficos e félsicos) são horizontalizadas, indicando uma intrusão em baixo ângulo (Figura 4.9). Outro possível mecanismo para o transporte seria o dique, que intrude no final do cisalhamento, sendo sua forma final resultante de deformação no estado sólido durante a colocação (Vauchez *et al.*, 1997). A geometria em planta do

corpo é controlada por estruturas sintectônicas na Zona de Cisalhamento Patos, que apresenta cinemática transcorrente dextrógiira. Assim, a combinação dos mecanismos considerados anteriormente podem resultar na disposição atual do granito Catingueira em relação a (re)ativação dúctil em alta temperatura da Zona de Cisalhamento Patos.

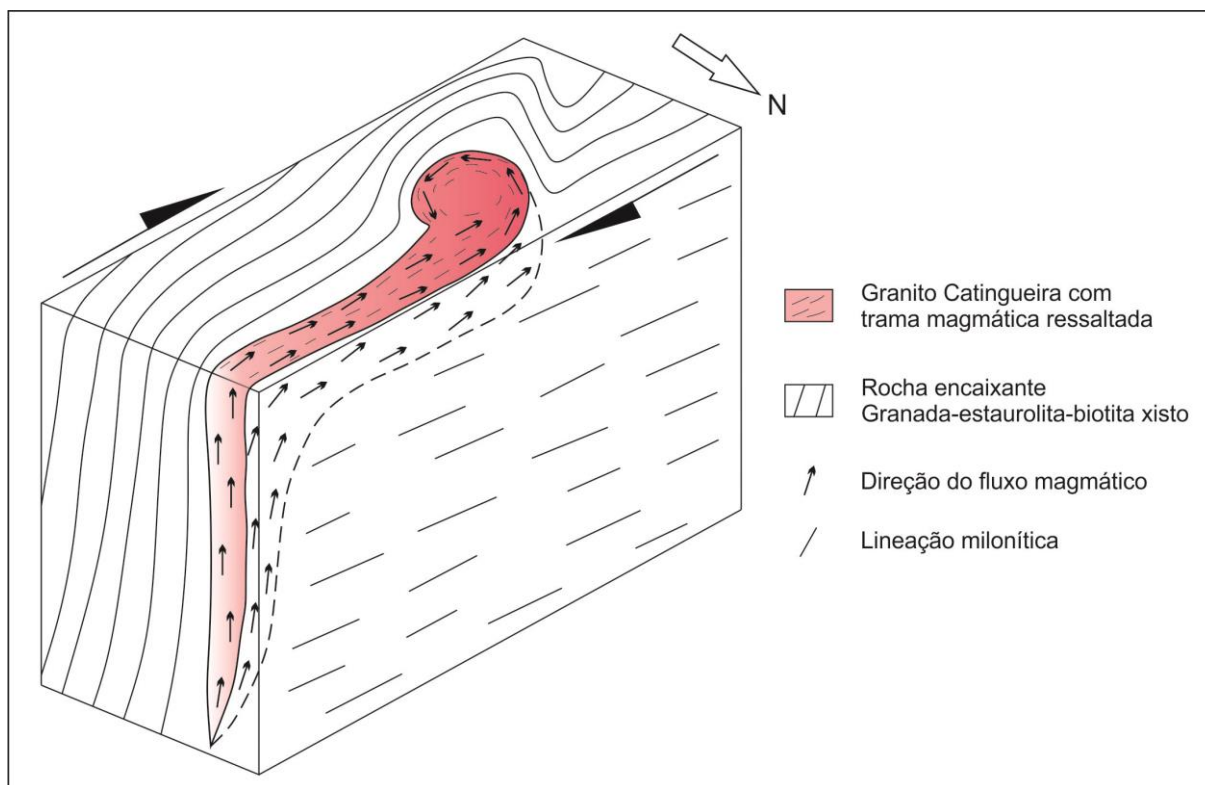


Figura 4.9. Bloco diagrama esquemático do mecanismo de colocação do plutão Catingueira.

4.4. QUÍMICA MINERAL DA ROCHA ENCAIXANTE

A natureza peralcalina do granito Catingueira é definida por Almeida *et al.* (1967) através da petrografia e aspectos de campo (ocorrência de piroxênio e anfibólio sódicos), trabalhos posteriores de Sial (1986, 1987) e Galindo e Sá (2000) a partir de dados litogeoquímicos e diagramas de classificação mostraram sua afinidade peralcalina. A acmita normativa, reportada por Galindo e Sá (2000), confirma que o granito Catingueira é peralcalino. O termo granito peralcalino pode ser usado para o granito Catingueira, pois as amostras são plotadas no campo C do diagrama QAPF (Figura 4.5) e contém anfibólio e ou piroxênio sódico de acordo com Le Maître (2002).

Os valores Zr (ppm) em rocha total apresentam parâmetros relevantes acerca de estudos tectônicos, geoquímicos e de temperatura, auxiliando modelos petrogenéticos do magmatismo. Existem vários geotermômetros com base na saturação de Zr em rocha total, um dos mais conhecidos sendo o do Watson e

Harrison (1983). O uso de Zr (ppm) neste trabalho, foi utilizado para estimar a temperatura inicial do fracionamento de Zr no magma, sendo o zircão a fase mineral mais precoce na rocha. Com base em calibrações de geotermômetros da literatura, foram calculados a temperatura média ($n=7$), com Zr de amostras do granito Catingueira (dados de artigo em preparação). O cálculo da média das temperaturas de acordo com Watson e Harrison (1983), Miller *et al.* (2003), Boehnke *et al.* (2013) e Gervasoni *et al.* (2016) foram, respectivamente, de 768 ± 19 , 771 ± 19 , 706 ± 22 e $660\pm42^\circ\text{C}$.

Na literatura, são reportadas temperaturas em condições pré-eruptivas em rochas vulcânicas peralcalinas estão entre $650\text{-}800^\circ\text{C}$, onde cristais como feldspatos e quartzo estão cristalizados (Scaillet e Macdonald, 2001). Experimentos mostram que a formação da aegirina-augita em magmas peralcalinos ocorre em condições de $f\text{O}_2$ abaixo do tampão NNO (Ni-NiO), pressão de 1,5 kbar e temperaturas entre 700 e 650°C (Scaillet *et al.*, 2016). A ocorrência da aegirina-augita neste intervalo de temperatura é coerente com o geotermômetro do Zr.

Análises de química mineral foram feitas com uso da microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 EMP com quatro espectrômetros do Instituto de Geociências da UnB, com condições operacionais de 15 kV e 10 nA de corrente. Os erros analíticos são menores que 2% para SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO e TiO_2 , e 4,0-6,0% para Na_2O e K_2O .

As análises de biotita e estaurolita foram feitas sobre o xisto com estaurolita (Tabela 1). O cálculo da formula estrutural da biotita, baseada em 22 oxigênios, permitiu classificá-la de acordo com Deer *et al.* (1992), como eastonita. O cálculo estrutural da estaurolita, feita com base em 23 oxigênios, mostra que a composição da estaurolita é rica em ferro, com $X_{\text{Mg}} < 0,2$.

O geotermômetro para metapelitos através da saturação de Ti em biotita de acordo com Henry *et al.* (2005) mostrou temperatura média de $538\pm50^\circ\text{C}$ em cinco amostras. A estaurolita com valores de X_{Mg} inferiores a 0,3 encontrados nas amostras analisadas (Tabela 4.1) indica condições de formação em pressões entre 1,5 - 3 kbar e temperaturas a partir de 520°C (Dutrow e Holdaway, 1989).

Tabela 4.1. Análises representativas de biotitas e estaurolitas do granada-estaurolita-biotita xisto da Formação Santana dos Garrotes.

Minerais Amostras	Biotita					Estaurolita				
	AP-1.9 granada estaurolita biotita xisto					AP-1.9 granada estaurolita biotita xisto				
SiO ₂ (%peso)	35,50	35,97	36,14	36,06	36,32	27,23	26,21	27,09	26,79	27,23
TiO ₂	1,88	1,16	1,73	1,06	1,20	0,42	0,54	0,80	0,44	0,28
Al ₂ O ₃	18,75	19,39	19,35	18,84	19,31	52,82	52,34	51,06	51,34	51,94
FeO	19,05	18,55	18,47	17,71	17,88	14,71	14,94	13,43	14,48	14,63
MnO	0,05	0,11	0,12	0,14	0,21	0,54	0,50	0,55	0,47	0,41
MgO	10,83	11,39	11,41	11,82	11,59	2,07	1,81	1,72	1,72	1,99
CaO	0,29	0,04	0,26	0,05	0,02	0,04	0,02	0,18	0,08	0,06
Na ₂ O	0,15	0,28	0,36	0,25	0,37	-	-	-	-	0,01
K ₂ O	7,34	8,57	8,14	8,50	8,89	-	-	-	-	0,02
Total	93,84	95,46	95,98	94,43	95,79	97,83	96,37	94,82	95,31	96,56
Si (cpfu)	5,415	5,407	5,391	5,461	5,435	3,81	3,735	3,892	3,847	3,858
^{IV} Al	2,585	2,593	2,609	2,539	2,565	0,19	0,265	0,108	0,153	0,142
^{VI} Al	0,785	0,843	0,793	0,823	0,839	8,522	8,526	8,537	8,537	8,532
Ti	0,216	0,131	0,194	0,121	0,135	0,044	0,058	0,086	0,047	0,03
Fe ²⁺	2,43	2,333	2,305	2,243	2,238	1,721	1,78	1,613	1,739	1,733
Mg	2,463	2,553	2,538	2,668	2,585	0,432	0,384	0,367	0,368	0,42
Mn	0,006	0,015	0,015	0,018	0,027	0,063	0,06	0,067	0,057	0,049
K	1,428	1,643	1,549	1,641	1,697	0,001	-	-	-	0,003
Na	0,046	0,082	0,103	0,072	0,108	-	-	0,001	-	0,002
Ca	0,048	0,007	0,042	0,008	0,003	0,006	0,003	0,028	0,012	0,01
X _{Fe}						0,80	0,82	0,81	0,82	0,80
X _{Mg}	0,50	0,52	0,52	0,54	0,53	0,20	0,18	0,18	0,17	0,19
T(°C) ¹	608	498	593	484	511					

¹ Henry *et al.* (2005).

4.5. MODELO TERMAL DO PLUTÃO CATINGUEIRA

As informações dos parâmetros coletados em campo, petrografia, litoquímica, química mineral e aspectos petrofísicos (condutividade térmica = Q, calor específico = Cp, difusividade térmica = k, densidade), permitiram a elaboração de um modelo termal capaz de simular a evolução crono-espacial da extensão, em planta, do efeito da intrusão do plutão Catingueira nas rochas encaixantes. O modelo foi elaborado a partir do software HEAT3D com base nos parâmetros petrofísicos do granito Catingueira e rocha encaixante, além da temperatura de colocação do magma. O software desenvolvido e utilizado por Wohletz *et al.* (1999) tem como base a equação da conservação de energia (Equação 1), a qual supõe que não há dissipadores ou fonte de calor diferente do calor latente da cristalização do magma (Equação 2) além dos pressupostos matemáticos de Jaeger (1968) com as devidas correções de

convecção, calor latente e decaimento do calor para calcular auréolas térmicas a partir de intrusões ígneas:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (k \nabla T) - u \cdot \nabla T + q \quad (1)$$

$$q = \frac{L}{C_p} \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (2)$$

É possível estabelecer matematicamente uma relação linear entre o magma cristalizado e o líquido residual, através da amplitude de temperaturas sobre a qual ocorre a cristalização/fusão do magma e sua constante de calor latente. A Equação 3 simplifica o modelo matemático a partir de dados de uma fonte de calor.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{Q_l \delta T}{(C_p + 1) \Delta T_{sl}} \quad (3)$$

A Tabela 4.2 mostra as relações matemáticas envolvidas nas equações sobre transferência de calor anteriormente citadas.

Tabela 4.2. Parâmetros matemáticos usados no modelamento termal.

T	Temperatura
t	Tempo
k	Difusividade
u	Velocidade de convecção do magma
q	Fonte/dissipação de calor
L	Calor latente do magma
ψ	Fração do líquido
Q_l	Calor latente
δT	Incremento de temperatura devido a condução e convecção
ΔT_{sl}	Diferença entre as temperaturas de <i>liquidus</i> e <i>solidus</i>

Para a elaboração do modelo termal do granito Catingueira aqui proposto, fundamenta-se no cálculo do geotermômetro com base em saturação de zircônio em rocha total. O valor obtido pela calibração de Watson e Harrison (1983) e Miller *et al.* (2003), $768 \pm 19^\circ\text{C}$ e $771 \pm 19^\circ\text{C}$ respectivamente, geram isothermas coerentes com a isógrada da estaurolita observadas *in situ*. Os geotermômetros de Boehnke *et al.* (2013) e Gervasoni *et al.* (2016) mostram valores de $660 \pm 42^\circ\text{C}$ e $706 \pm 22^\circ\text{C}$, respectivamente, considerados mais coerentes com a formação da estaurolita a partir de 500°C e inexistência de migmatitos na região do contato.

Os parâmetros petrofísicos especificado na Tabela 4.3 foram obtidos por meio do equipamento *QuickLine 30s* e a densidade obtida por uma balança analítica *Shimadzu aux220* pelo método de Arquimedes. Para o modelo, foram selecionados dados do filito, por se tratar da rocha pretérita à intrusão do granito. Os granitos satélites ao granito Catingueira não foram considerados, pois não apresentam influência significativa para a escala deste trabalho. Assim, as simulações foram feitas a partir de gradientes geotérmicos locais no entorno do plutão, variando entre 30°C/km e 70°C/km com intervalo de 10°C/km para cada simulação. O gradiente que melhor se adequou para o modelo foi 70°C/km (Figura 4.10) em razão de apresentar a isoterma de 500°C coerente com a isógrada da estaurolita. Vale salientar que o modelo considerou a intrusão do corpo como instantânea a uma profundidade de 6 mil metros, de acordo com as condições petrogenéticas para formação da estaurolita. A forma geométrica mais adequada para representar o granito Catingueira, no software, foi a de um cilindro para região oeste e paralelepípedo para a região leste, de acordo com levantamento de campo (Figura 4.3).

Tabela 4.3. Parâmetros petrofísicos usados para elaboração do modelo termal.

Parâmetros Petrofísicos	Granito Catingueira	N ¹	N ²	Rocha encaixante	N ¹	N ²
Densidade (Kg/m ³)	2630±27	3	3	2650±39	6	6
Calor específico (J/Kg.K)	872±4	1	5	821±19	2	10
Condutividade (W/m.K)	2,76±0,02	1	5	3,21±0,39	2	10
Difusividade (m ² /s)	1,23±0,02	1	5	1,44±0,14	2	10

N¹ = número de amostras, N² = número de medidas.

O desenvolvimento das isotermas de 500, 550, 600°C na simulação do modelo para o gradiente geotérmico de 70 °C/km, profundidade de 6 mil metros e uma temperatura de 771°C, gerou um modelo coerente com a ocorrência da estaurolita em campo, porém contraditório com formação de migmatitos no contato (Figura 4.10a). A Figura 9b realça as distâncias de alcance inferiores da isoterma de 500°C em relação a isógrada da estaurolita para os gradientes de 30, 40, 50 °C/km. A simulação com os gradientes de 60, 70°C/km mostras as distâncias do desenvolvimento da isoterma de 500°C, ressaltando a ocorrência da estaurolita próximos dos valores obtidos nesta simulação (Figuras 4.10b, c). A simulação com o geotermômetro de Gervasoni *et al.* (2016) gerou isotermas incoerentes para a formação de estaurolita observada em campo (Figuras 4.10d, e).

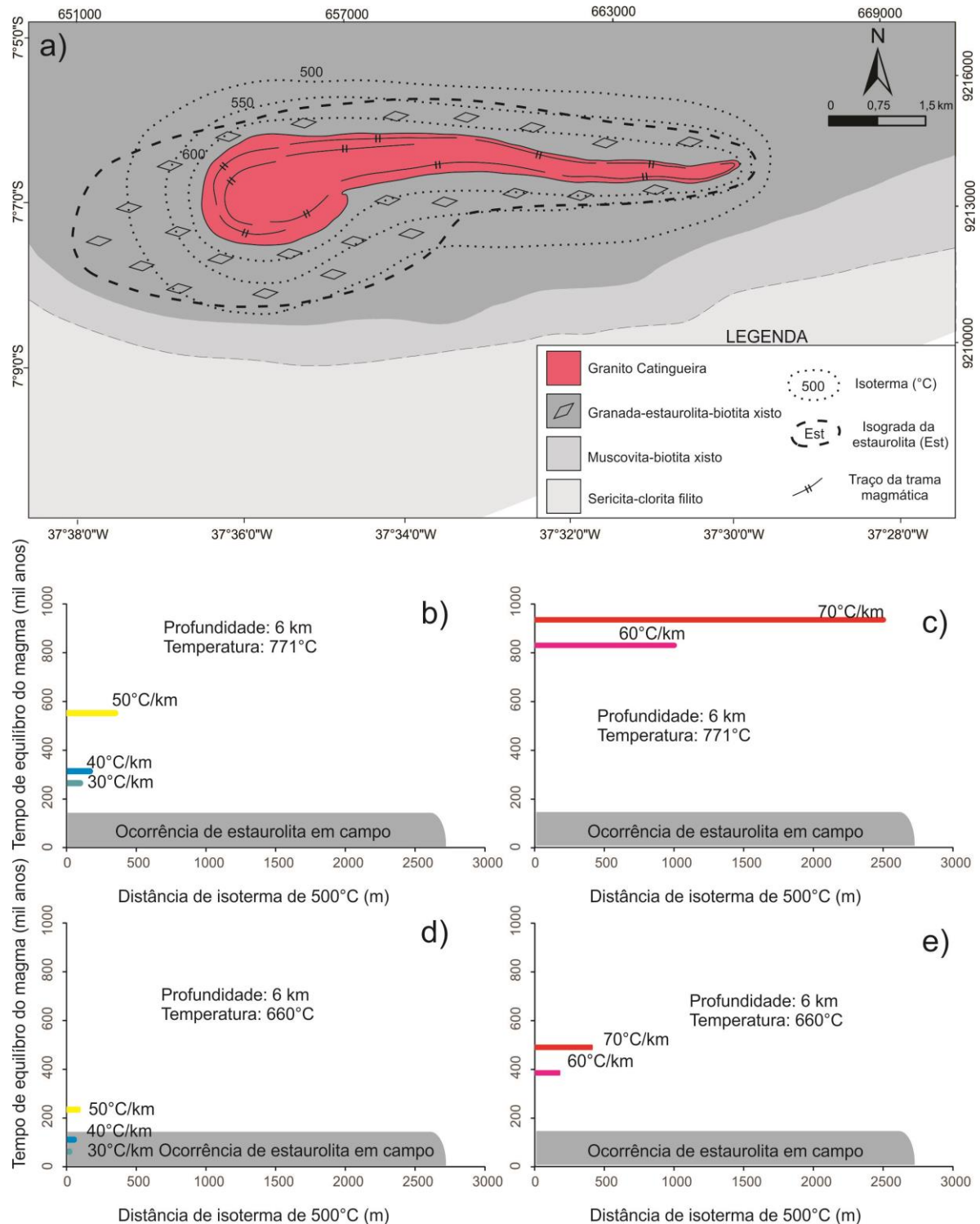


Figura 4.10. a) Modelo termal do plutão Catingueira com as isotermas de 500, 550, 600°C no entorno do corpo, local de ocorrência do mineral índice delimitado pela isógrada da estaurolita; b) gráfico com a distância de influência do granito Catingueira nos metassedimentos simulado para os gradientes geotérmicos de 30, 40 e 50°C/km; c) simulação da distância de influência do calor do granito peralcalino para os gradientes geotérmicos de 60 e 70°C/km; d) resultados das simulações com o uso do geotermômetro de Gervasoni *et al.* (20016) para os gradientes de 30, 40 e 50°C/km; e) distância do desenvolvimento da isoterma de 500°C para os gradientes de 60 e 70°C/km e T=660°C.

O resultado da simulação destacou 3 isotermas no entorno do plutão. A isoterma de 600°C, que ocorre nas proximidades do contato com a encaixante. A

isoterma de 550°C foi gerado a partir de aproximadamente 1 km do contato com o plutão Catingueira, no entanto não observado em campo um mineral índice para esta isoterma. Por último, a isoterma de 500°C foi gerada pelo modelo à distâncias de até 2,5 km do contato, sendo esta região que delimita a existência de porfiroblastos de estaurolita no micaxisto observado em campo.

4.6. DISCUSSÕES

No contexto geológico do granito Catingueira, o metamorfismo regional combinado com o metamorfismo de contato atuaram de forma considerável nos metassedimentos, gerando a aureola térmica observada na área. Indicativos petrográfico e termobarométricos mostram que o metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão ocorre a distâncias <2,5 km do contato, com a associação estaurolita ± granada ± cordierita e rara sillimanita, e inexistência de migmatização nas proximidades do granito Catingueira. De acordo com modelo termal proposto para o granito, temperatura no contato 520 – 640°C, pressão <3,0 kbar, distâncias <2,5 km observa-se a influência do calor aportado.

A rocha encaixante mostra um aumento gradativo na granulação dos minerais em direção ao corpo ígneo. O desenvolvimento de minerais metamórficos de maiores temperaturas como a estaurolita, granada, cordierita e sillimanita também é observável. Os porfiroblastos de estaurolita, por vezes desorientados, atingem até 4 cm no contato, destacando uma forte influência do calor do plutão para o desenvolvimento do micaxisto com estaurolita.

A textura de exsolução pertítica presente no granito peralcalino indica que ocorreu resfriamento de *subsolidus* a temperatura abaixo de 650°C (Winter, 2001). Dados referente ao geotermômetro de saturação em Ti de biotitas do micaxisto com estaurolita apresenta valor médio de 538±50°C (n=5), que é coerente com a temperatura para o início da formação de estaurolita, aproximadamente 500°C (Richardson, 1968). Análises da estaurolita com $X_{Mg} \leq 0,3$, foram usadas por Dutrow e Holdaway (1989) para calcular pressões e temperaturas de menos do que 3 kbar e 520°C, respectivamente. Portanto, o desenvolvimento da auréola térmica do plutão Catingueira ocorreu em fácies anfibolito ou anfibolito *hornfels*.

Os principais fatores calculados para estimar a auréola térmica são: geometria e volume do corpo, temperatura (T) e pressão (P) da intrusão, gradiente geotérmico

(∇) e propriedades petrofísicas da rocha encaixante e do corpo intrusivo. Tais condições permitem aferir a distância de influência termal, bem como verificar a temperatura de formação de minerais metamórficos índices (Lovering, 1955). Observa-se que quanto maior o gradiente geotérmico local, maior será o tempo para resfriar o corpo intrusivo. Tal fato é atribuído a condutividade térmica que decresce com o aumento da temperatura, a partir de 400° tende a ser constante (Schön, 2014).

A utilização do geotermômetro de Gervasoni *et al.* (2016) no modelo termal simulado gerou isothermas insatisfatória em relação a isógrada da estauroлита observada em campo. Contudo este valor de temperatura é coerente para a ausência de migmatitos na área. Deve-se levar em consideração que o modelo termal simula uma intrusão instantânea, geometrias simplificadas, homogeneidade nos parâmetros petrofísicos, não considera aspectos tectônicos regionais e energia de cristalização de minerais são negligenciados. Estes elementos supramencionados podem modificar a extensão da auréola térmica, justificando a não consistência da isoterma para o geotermômetro de Gervasoni *et al.* (2016).

No contexto geológico do Domínio Rio Grande do Norte (DRN), modelos térmicos foram elaborados para o plutão Totoró e Umarizal com base no cálculo de Jaeger (1968) e através do *software* Heat3D. Segundo Chagas (2017), o plutão Totoró intrude em micaxistos da Formação Seridó desenvolvendo uma aureola térmica de até 2,5 km do contato. O modelo térmico para este corpo foi elaborado com intervalos de temperatura e pressão respectivamente de 800-900°C e 1,6-2,7 kbar, considerando uma área aflorante 100 km² e gradiente geotérmico de 120°C/km, nestas condições o tempo para atingir o equilíbrio térmico é de 365 mil anos. De acordo com Valcácio *et al.* (2017), o plutão Umarizal é intrusivo em paragneisses, mármore e rochas calciossilicáticas da Formação Jucurutu, gerando uma aureola térmica que atinge a isógrada da anatexia, este corpo foi modelado com temperatura e intervalo de pressão de respectivamente 935 °C e 3-4 kbar, considerando uma área aflorante de aproximadamente 300 km² e um gradiente geotérmico de 60 °C/km, foi estimado o tempo de resfriamento em 1 Ma para este plutão.

Em outros locais na América do Sul, modelos termais são utilizados para caracterizar a auréola termais como o *stock* Parashi e o plutão Flamenco, Colômbia e Chile respectivamente. Os corpos plutônicos da Colômbia e Chile intrudem

metassedimentos (xisto), com temperaturas da intrusão de 690°C e 992°C, pressões 2,0 kbar e 4,0 kbar, gradiente geotérmico 25 e 30°C/km e com tempos de resfriamento de 30 mil e 100 mil anos respectivamente para o *stock* e Parashi e plutão Flamenco (Martinez e Zuluaga, 2010; Rodriguez *et al.*, 2016).

Estes modelos discutidos na literatura foram elaboradas base em dados petrofísicos, litoquímica, química mineral e aspectos de campo. Os cálculos matemáticos de Jaeger (1968) corroboram estes trabalhos, bem como o uso de *softwares* como o Heat3D (Tabela 4.4).

Tabela 4.4. Exemplos na América do Sul de corpos intrusivos que desenvolveram auréola térmica com suas respectivas propriedades.

Corpos intrusivos	Localidade	DI	RE	T	P	∇	TR
Plutão Totoró ¹	Currais Novos (NE-Brasil)	< 2,5 km	Micaxistos	800-900°C	1,6 - 2,7 kb	120°C/km	365 mil anos
Plutão Umarizal ²	Umarizal (NE-Brasil)	<500m	Paragnaisse	935°C	3 - 4 kbar	60°C/km	1 milhão de anos
<i>Stock</i> Parashi ³	Alta Guajira (Colombia)	< 200 m	Micaxistos	690°C	3,1 ± 0,6 kbar	25°C/km	30 mil anos
Plutão Flamenco ⁴	Flamenco (Chile)	< 2,0 km	Micaxistos	992°C	2,0 - 4 kbar	30°C/km	10 - 100 mil anos
Plutão Catingueira ⁵	Catingueira (NE-Brasil)	< 2,5 km	Micaxistos	771°C	<3,0 kbar	70°C/km	880 mil anos

¹Chagas (2017), ²Valcácio *et al.* (2017), ³Martinez e Zuluaga (2010), ⁴Rodriguez *et al.* (2016), ⁵Este trabalho. DI = Distância de Influência; RE = Rocha encaixante; T = Temperatura do magma; P = Pressão; ∇ = Gradiente geotérmico; TR = Tempo de resfriamento.

Vale ressaltar a importância para o desenvolvimento de mineralizações em aureolas termais. O plutão Acarí, por exemplo, localizado a sul do plutão Totoró, apresenta mineralizações importantes em rocha calciossilicática e escarnitos (scheelita, molibdenita, cassiterita, ouro) são associados ao aporte térmico proveniente da intrusão granítica (Maranhão, 1970; Hollanda *et al.*, 2017). Logo, é de interesse econômico a identificação e mensuração do regime térmico no entorno de corpos ígneos.

Os corpos plutônicos supracitados desenvolvem uma auréola térmica na sua encaixante mostram condições com altas temperaturas (690 – 992°C) e baixas pressões (1,6 – 4 kbar), de maneira semelhante ao granito Catingueira. Os resultados aqui obtidos são comparáveis com modelos termais de corpos ígneos no DRN, Colômbia e Chile que geram uma auréola metamórfica.

4.7. CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste trabalho permitem enumerar as seguintes conclusões:

- o plutão Catingueira é um granito peralcalino sintectônio, com relictos do acamamento ígneo e sua colocação verticalizou as estruturas das rochas encaixantes;
- a variação litológica e textural mostra que o calor aportado pelo granito Catingueira foi responsável por metamorfisar a encaixante mais próxima, ensejando o desenvolvimento de porfiroblastos de estauroлита e granada, além de sillimanita e cordierita subordinadamente;
- observa-se em mapa, a auréola térmica se estende até 2,5 km do contato do granito; a distâncias maiores, preserva-se a rocha original (filito);
- *grids* petrogenéticos indicam que o metamorfismo ocorreu em altas temperaturas (520 – 640°C) e baixas pressões (1,5 – 3,0 kbar), evidenciada pela associação estauroлита±granada±cordierita, coexistência de clorita e muscovita, rara sillimanita e inexistência de migmatização;
- estima-se a temperatura de ~660°C e P~1,5 kbar para o evento de colocação e resfriamento do magma peralcalino;
- o gradiente geotérmico que melhor se enquadra para o modelo termal do granito é o de 70°C/km por apresentar a isoterma de 500°C próxima da isógrada da estauroлита;
- os resultados aqui obtidos são comparáveis em termos de dimensão, forma, profundidade e associações metamórficas a exemplos de outros corpos plutônicos descritos na Faixa Seridó e em outros continentes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pela infraestrutura colocada à disposição durante o trabalho. O primeiro autor agradece a CAPES pela concessão de bolsa de Mestrado. Este trabalho contou com apoio do CNPq (processo 449616/2014-2 "Metamorfismo de contato e geração de magmas crustais em auréolas termais neoproterozoicas e cenozoicas, nordeste do Brasil").

4.8. REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Leonardos JR. O.H., Valença J. (1967). Review on granitic rocks of Northeast South America. In: IUGS/UNESCO Symposium. Atas, Recife, 41 p.
- Almeida, F.F.M., de Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Barbosa, O. (1970). Geologia Econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. *Boletim DNPM/DFPM*, 140, 97.
- Boehnke, P., Watson. E. B., Trail, D., Harrison, T. M., Schmitt, A. K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324-334.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. (2000). Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182.
- Chagas, C. F. (2017). Caracterização do metamorfismo de contato provocado pelo Plutão Ediacarano Totoró, Ne do Brasil. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 61p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed., Longman, Essex, 696 p.
- Dutrow, B. L., Holdaway, M. J. (1989). Experimental Determination of the Upper Thermal Stability of Fe-Staurolite+Quartz at Medium Pressures. *Journal of Petrology*, 30, 229-248.
- Ebert, H. (1962). Bastil und regional metamorphose in Prakambrischen grundgebirge in brasiliens. *Tschermarks Min. U. Petr. Mitt.*, 8, p.49-81.
- Fernandes, N. H. (1995). Mapeamento geológico de uma área a sudeste de Catingueira (PB). Relatório de Graduação, UFRN, Natal, 81 p.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F., (1998). Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of Borborema structural province, northeast Brazil. *Journal South America Earth Science*, 11, 439-455.
- Galindo, A.C., Sa, J.M. (2000). Contexto tectônico e geoquímico do Granitoide Catingueira: um magmatismo alcalino-peralcalino no limite norte da Zona Transversal da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, 14, 1-21.
- Gervasoni, F., Klemme, S., Rocha-Júnior, E. R. V., Berndt, J. (2016). Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 171, 1-12.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
- Holdaway, M. J. (1971). Stability of andalusita and the aluminium silicate phase diagrams. *American Journal of Science*, 271, 97-1331.
- Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J. A., Archanjo, C. J., Stein, H., Maia, A. C. S. (2017). Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the

- Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 1 – 11.
- Hutton, D. H. W. (1992). Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 377-382.
- Jaeger, J. C. (1968) Cooling and solidification of igneous rocks, in *Basalts*. Interscience, 2, 503-536.
- Jardim de Sá, E.F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana, Tese de Doutorado, IG/UnB, Brasília, 803 p.
- Le Maître, R.W. (editor) (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Lovering, T.S. (1955). Temperatures in and near intrusions. *Economic Geology*, 50, 249-281.
- Maranhão, R. (1970). *Geologia econômica da região de Currais Novos, RN, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 135 p.
- Martínez, L. F., Zuluaga, C. A. (2010). Thermal modeling of pluton emplacement and associated contact metamorphism: Parashi stock emplacement in the Serranía de Jarara (Alta Guajira, Colombia). *Earth Sciences Research Journal*, 14, 145-152.
- Medeiros, V. C. (2004). *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio Zona Transversal, NE do Brasil*. Natal. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 200 p.
- Medeiros, V. C., Jardim de Sá, E. F. (2009). O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, 22, 124-136.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., Mapes, R. W. (2003). Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31, 529–532.
- Richardson, S. W. (1968). Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-H. *Journal of Petrology*, 9, 467-488.
- Rodríguez, N., Alvarado, J. D., Rodríguez, C., Riveros, K. (2016). Petrology, geochemistry and thermobarometry of the northern area of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. A thermal approach to the emplacement processes in the Jurassic. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 122-139.
- Santos, E.J. (1995). *O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese de Doutorado. IG/USP, São Paulo, 219 p.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G., Medeiros, V.C., (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.

- Santos, E.J., Medeiros, V.C. (1999). Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 73–84.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., BritoNeves, B.B. (2010). The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 61-76.
- Scaillet, B., MacDonald, R. (2001). Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *Journal of Petrology*, 42, 825-845.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M. (2016). Experimental constraints on the formation of silicic magmas. *Elements*, 12, 109-114.
- Schön, J. h. (2014). *Propriedades físicas das rochas aplicadas a engenharia do petróleo*. Elsevier, 496 p.
- Sial, A.N. (1986). Granite-types of Northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 54-72.
- Sial, A.N. (1987). Granitic Rocks of Northeast Brazil. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM)*, Salvador, Bahia, p. 61-70.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P. (2016). Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: forty years of studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 113–133.
- Silva Filho, M. A. (1984). A faixa de dobramento Piancó: Síntese do conhecimento e novas considerações. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, p. 3337-3347.
- Silva Filho, M. A., Nesi, J.R., Mendes, V. A. (1985). Projeto Cachoeirinha: relatório final integrado. Recife: DNPM/CPRM, vol. 6, 128p.
- Souza, Z. S., Oliveira, E. P., Cunha, J. A. P., Vilalva, F. C. J. (2017). Idades U-Pb do granito Catingueira e metarriolito adjacente, eventos magmáticos ediacaranos do Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. In: 27º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, João Pessoa, p. 58.
- Streckeisen, A.L. (1976). To each plutonic rock it's a proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacker, P.C., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M. (2003). Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwanaland?: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., (2008). Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publication*, 294, 69-99.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., BritoNeves, B.B. (2011). Precambrian history of the zona transversal of the borborema province, NE Brazil: Insights from Sm/Nd and U/Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 3, 227-252.

Valcácio, S. N., Souza, Z. S., Moreira, J. A. M., Cunha, J. A. P. (2017). Modelagem térmica do granito alcalino Umarizal, leste do RN, Província Borborema. In: 27º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, João Pessoa, p. 51.

Vauchez, A., Neves, S.P., Tommasi, A. (1997). Transcurrent shear zone and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In: Bouchez, J.L., Hutton, D., Stephens, V. (eds.), Granite: from melt segregation to emplacement fabrics. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, p. 275 – 293.

Watson, E. B., Harrison, T. M., (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304.

Winter, J.D. (2001). *An Introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 697 p.

Wohletz, K., Civetta, L., Orsi, G. (1999). Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 381-414.

Yardley, B.W.D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, Harlow, 264 p.

5. Integração de Dados e Conclusões Finais

O metamorfismo de contato gerado no entorno do plutão Catingueira é caracterizado petrograficamente pela ocorrência de diferentes quantidades de estauroлита, granada, cordierita e sillimanita (fibrolita). Áreas livres da influência termal do granito são constituídas por sericita-clorita filito com relictos de estruturas sedimentares. A associação mineral supracitada indica que a rocha encaixante foi submetida temperaturas mínimas de 500°C e pressões baixas ~ 3,5 kbar (Richardson, 1968; Yardley, 1989).

A utilização do geotermômetro de Gervarsoni *et al.* (2016) com dados de química de rocha total do granito sugere temperatura de colocação do magma granítico peralcalino da ordem de 660±42°C. A inexistência de migmatização nas encaixantes próximas ao contato permite interpretar que não foi atingida a hidratado, ou seja, não foram ultrapassadas temperaturas de 600-640°C. Isto é corroborado pelo geotermômetro de saturação da biotita em Ti, no qual foi calculado um valor médio de temperatura de 538±50°C, coerente com o valor de temperatura para a formação da estauroлита, que é o mineral índice com grande distribuição espacial na região. A análise mineral da estauroлита revela valor médio de $X_{Mg} = 0,2$, indicando cálculos de temperatura e pressão de respectivamente de 520°C e 1,5 - 3,0 kbar (Dutrow e Holdaway, 1989).

Neste sentido, a elaboração do modelo termal do plutão Catingueira se deu com a simulação numérica do *Software Heat3D*. Para efetuar este modelamento, foram utilizados dados petrofísicos (densidade, calor específico, difusividade térmica e condutividade térmica) medidos para as rochas da área de estudo. As simulações foram para gradientes geotérmicos variando entre 30-70°C/km com intervalo de 10°C/km para cada simulação. Valores de tempo para o equilíbrio térmico entre o granito e a rocha encaixante foram calculados para: 265, 314, 552, 831 e 936 mil anos para os respectivos gradientes geotérmicos de 30, 40, 50, 60 e 70°C. O melhor ajuste dos dados foram obtidos para o gradiente de 70°C/km.

Diversos outros corpos intrusivos na Província Borborema desenvolvem auréolas térmicas em decorrência da sua colocação, a exemplo dos corpos Umarizal e Totoró (Chagas, 2017; Valcácio *et al.*, 2017). No contexto do continente sul-americano existem outros exemplos como o *stock* Parashi e plutão Flamenco,

Colômbia e Chile respectivamente (Martinez e Zuluaga, 2010; Rodriguez *et al.*, 2016). As condições para o desenvolvimento das auréolas supracitadas são semelhante ao do granito Catingueira, em destaque as altas temperaturas (690°C) e baixas pressões (3,1 kbar) do *stock* Parashi.

As principais conclusões desta pesquisa estão listadas a seguir:

- o plutão Catingueira é um granito peralcalino sintectônico, composto por álcali-feldspato granitos, tem um acamamento ígneo subvertical e desenvolve uma auréola térmica na encaixante; esta auréola estende-se até 2,5 km do contato do granito;
- a variação textural e litológica ao longo da auréola evidencia que a intrusão do plutão gerou um aporte de calor que metamorfoisou a encaixante (filito), possibilitando o desenvolvimento de porfiroblastos de estaurolita, granada, cordierita, além de sillimanita em menor ocorrência;
- associação estaurolita±granada±cordierita, coexistência de clorita e muscovita, rara sillimanita e inexistência de migmatização indicam que o metamorfismo no contato do granito ocorreu em altas temperaturas e baixas pressões; estima-se para o evento de colocação uma temperatura de 660°C e pressões entre 1,5 - 3 kbar;
- o gradiente geotérmico que melhor se enquadra para o modelo termal do granito é o de 70°C/km por apresentar a isoterma de 500°C próxima da isógrada da estaurolita;
- os resultados aqui obtidos são comparáveis em termos de dimensão, forma, profundidade e associações metamórficas a exemplos de outros corpos plutônicos descritos na Faixa Seridó e em outros continentes.

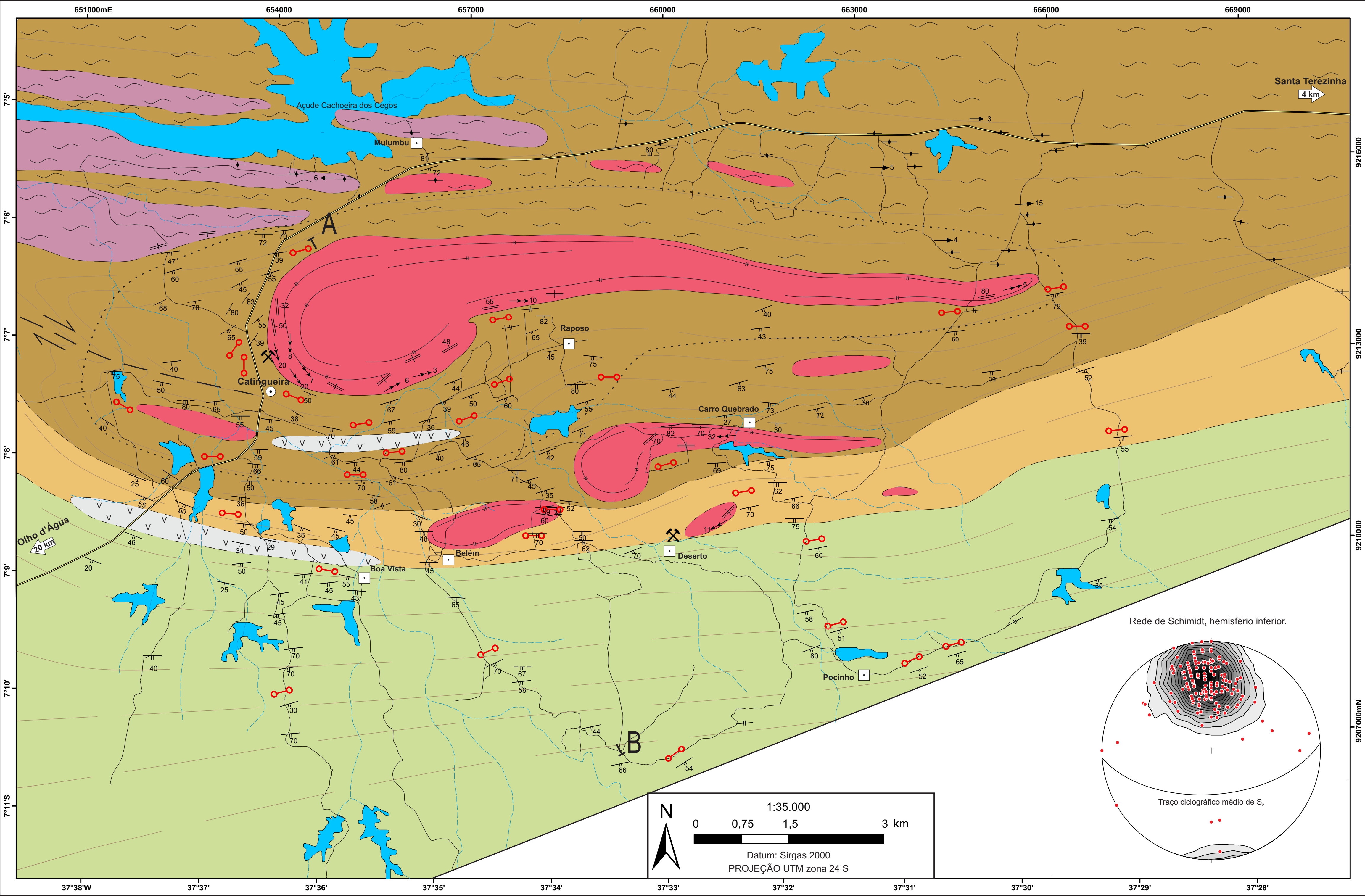
6. Referências

- Almeida, F.F.M., Leonardos JR. O.H., Valença J. (1967). Review on granitic rocks of Northeast South America. In: IUGS/UNESCO Symposium. Atas, Recife, 41 p.
- Almeida, F. F. M., Hasuy, Y., Brito Neves, B. B. (1976). The upper precambrian of South America. *Boletim IG*, 7, 45-80.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Barbosa, O. (1970). Geologia Econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. *Boletim DNPM/DFPM*, 140, 97.
- Bittar, S. M. B. (1998). Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Tese de Doutorado, IG/USP, São Paulo, 126 p.
- Brito Neves, B. B. (1975). Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198p.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. (2000). Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182.
- Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. (2003). U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 1: 158-159.
- Chagas, C. F. (2017). Caracterização do metamorfismo de contato provocado pelo Plutão Ediacarano Totoró, NE do Brasil. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 61p.
- Delgado, I. M. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. (ed.) et al. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM. cap.5, p.227 - 334.
- Dutrow, B. L., Holdaway, M. J. (1989). Experimental Determination of the Upper Thermal Stability of Fe-Staurolite+Quartz at Medium Pressures. *Journal of Petrology*, 30, 229-248.
- Ebert, H. (1962). Bastil und regional metamorphose in Prakambrischen grundgebirge brasiliens. *Tschermarks Min. U. Petr. Mitt.*, 8, p.49-81.
- Fernandes, N. H. (1995). Mapeamento geológico de uma área a sudeste de Catingueira (PB). Relatório de Graduação, UFRN, Natal, 81 p.
- Galindo, A.C., Sa, J.M. (2000). Contexto tectônico e geoquímico do Granitoide Catingueira: um magmatismo alcalino-peralcalino no limite norte da Zona Transversal da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, 14, 1-21.
- Gervasoni, F., Klemme, S., Rocha-Júnior, E. R. V., Berndt, J. (2016). Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 171, 1-12.

- Ingersoll, L.R., Zobel, O.J. (1913). An introduction to the Mathematical Theory of Heat Conduction with Engineering and Geological Applications. Boston: Ginn and Company. 171 p.
- Jaeger, J.C. (1964), Thermal effects of intrusions, *Reviews in Geophysics*, 2, 443-466.
- Jaeger, J. C. (1968) Cooling and solidification of igneous rocks, in *Basalts*. Interscience, 2, 503-536.
- Jardim de Sá, E.F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana, Tese de Doutorado, IG/UnB, Brasília, 803 p.
- Le Maître, R.W. (editor) (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Lovering, T.S., (1935). Theory of heat conduction applied to geological problems. *Geological Society of America. Bulletin*, 46, 69-94.
- Lovering, T.S. (1955). Temperatures in and near intrusions. *Economic Geology*, 50, 249-281.
- Martínez, L. F., Zuluaga, C. A. (2010). Thermal modeling of pluton emplacement and associated contact metamorphism: Parashi stock emplacement in the Serranía de Jarara (Alta Guajira, Colombia). *Earth Acienes Research Journal*, 14, 145-152.
- Medeiros, V. C. (2004). *Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio Zona Transversal, NE do Brasil*. Natal. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 200 p.
- Medeiros, V. C., Jardim de Sá, E. F. (2009). O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. *Revista de Geologia*, 22(2), 124-136.
- Richardson, S. W. (1968). Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-H. *Journal of Petrology*, 9, 467-488.
- Rodríguez, N., Alvarado, J. D., Rodríguez, C., Riveros, K. (2016). Petrology, geochemistry and thermobarometry of the northern area of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. A thermal approach to the emplacement processes in the Jurassic. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 122-139.
- Santos, E.J. (1995). O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Tese de Doutorado. IG/USP, São Paulo, 219 p.
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B. (1984). Província Borborema. In: Almeida, F. F. M., Hasuy, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, 123-186.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Oliveira, R.G., Medeiros, V.C., (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C. (1999). Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 73-84.

- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., BritoNeves, B.B. (2010). The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 61-76.
- Sial, A.N. (1986). Granite-types of Northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 54-72.
- Sial, A.N. (1987). Granitic Rocks of Northeast Brazil. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM)*, Salvador, Bahia, p. 61-70.
- Souza, Z. S., Oliveira, E. P., Cunha, J. A. P., Vilalva, F. C. J. (2017). Idades U-Pb do granito Catingueira e metarriolito adjacente, eventos magmáticos ediacaranos do Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. In: 27º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, João Pessoa, p. 58.
- Silva Filho, M. A. (1984). A faixa de dobramento Piancó: Síntese do conhecimento e novas considerações. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, p. 3337-3347.
- Silva Filho, M. A., Nesi, J.R., Mendes, V. A. (1985). Projeto Cachoeirinha: relatório final integrado. Recife: DNPM/CPRM, vol. 6, 128p.
- Streckeisen, A.L. (1976). To each plutonic rock it's a proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacker, P.C., Babinski, M. (1995). U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M. (2003). Seridó Group of NE Brazil, a Late Neoproterozoic pre- to syn-collisional flysch basin in West Gondwanaland?: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I.P., (2008). Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publication*, 294, 69-99.
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., BritoNeves, B.B. (2011). Precambrian history of the zona transversal of the borborema province, NE Brazil: Insights from Sm/Nd and U/Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 3, 227-252.
- Valcácio, S. N., Souza, Z. S., Moreira, J. A. M., Cunha, J. A. P. (2017). Modelagem térmica do granito alcalino Umarizal, leste do RN, Província Borborema. In: 27º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, João Pessoa, p. 51.
- Wohletz, K., Civetta, L., Orsi, G. (1999). Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 381-414.
- Yardley, B.W.D. (1989). *An introduction to metamorphic petrology*. Longman, Harlow, 264 p.

Anexo I - Mapa Geológico do Plutão Catingueira



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

MECANISMO DE COLOCAÇÃO E AURÉOLA TERMAL PROVOCADA PELO PLUTÃO EDIACARANO CATINGUEIRA, ZONA TRANSVERSAL,

Autor: José Alexandre Paixão da Cunha
Orientador: Zorano Sérgio de Souza

Dissertação de Mestrado

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS E CARTOGRÁFICAS

EVENTOS TECTONO-METAMÓRFICOS

D₃/M₃ Deformação dútil-ductil que gerou dobras suaves a fechadas, normais, reclinadas ou verticais e plano axial com clivagem de fratura N-S; evento retrometamórfico com desenvolvimento de muscovita desorientada.

D₂/M₂ Deformação regional, mais expressiva nas proximidades dos corpos plutônicos intrusivos; forma mesodobras normais ou inversas, com plano axial e eixo de dobra predominante E-W; desenvolve milonitos a norte do granito Catingueira; os corpos intrusivos produzem uma auréola termal, formando estaurolita e induzindo maior granulação de micaxistos.

D₁/M₁ Deformação regional de baixa intensidade, afetando estruturas sedimentares; reflete-se em dobras reliquias isoclinais, recumbentes, com desenvolvimento de mica fina no plano axial.

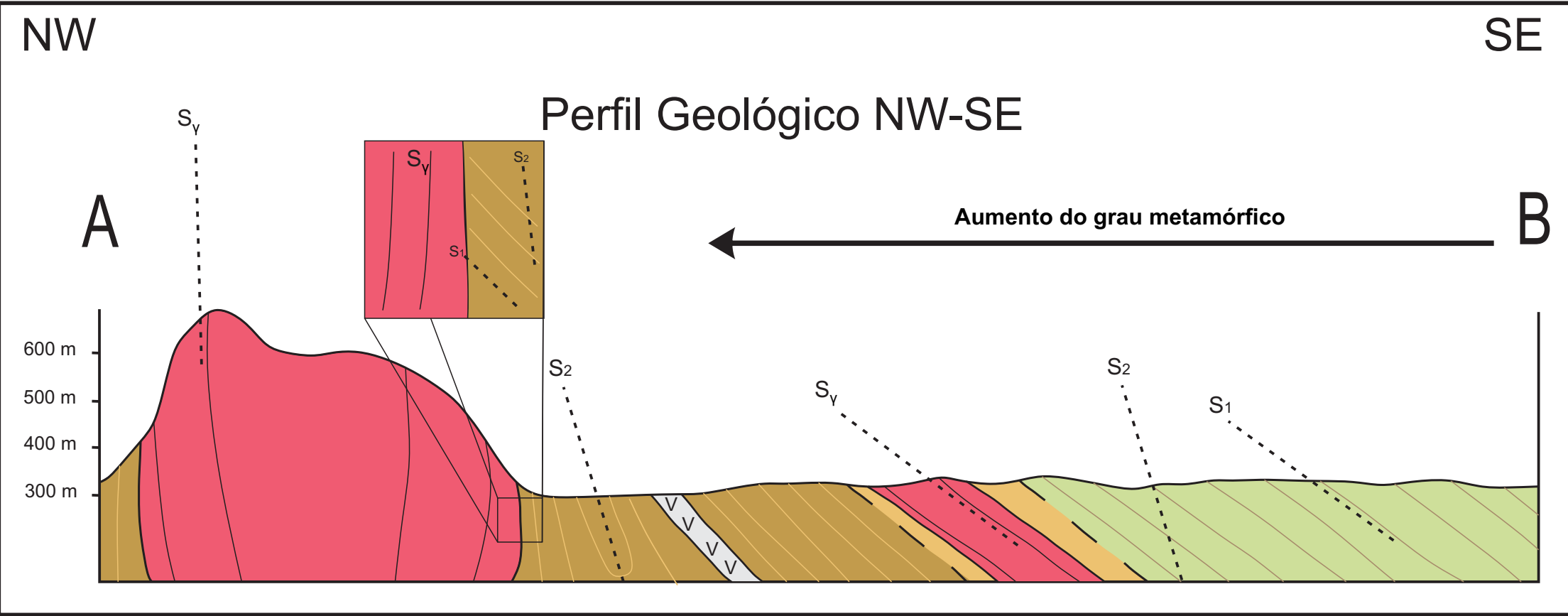
BRASIL

Localização da área

Capitais

Principais cidades

Rodovias



LITOESTRATIGRAFIA			
GRUPO CACHOEIRINHA	Suíte peralcalina supersaturada em sílica	Granito Catingueira: granito hololeucocrático, de textura predominante equigranular média. Mostra variações bandadas locais para fácies laminada com alternâncias mais ricas em minerais máficos (aegirina-augita), realçando a trama magmática concordante com os contatos do plutão.	Sheet granítico/pegmatítico truncando em baixo ângulo a foliação principal S ₁ . Nas proximidades do granito ocorre com turmalina associada, decorrente de fluidos tardios.
	Formação Santana dos Garrotes	Sericita-clorita filito fino com magnetita, verde, com alternâncias (laminações) quartzosas (níveis silício-arenosos do protólito sedimentar). Rocha não afetado pelo calor da intrusão do plutão.	Muscovita-biotita xisto marrom claro, biotita fina, xistosidade bem desenvolvida e com poucos minerais opacos em relação ao filito, destaca-se a influência térmica do granito com um crescimento no tamanho dos minerais.

Anexo II - Mapa de Afloramentos

